



Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

Leandro José Rebelo Vieira

Mestrado em Geologia

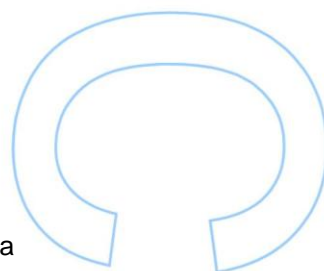
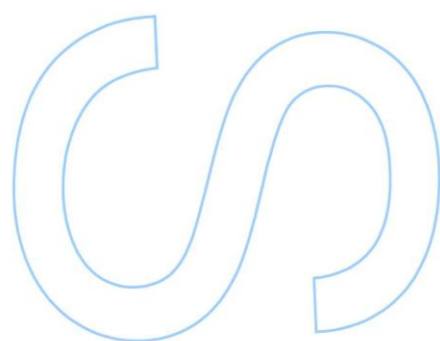
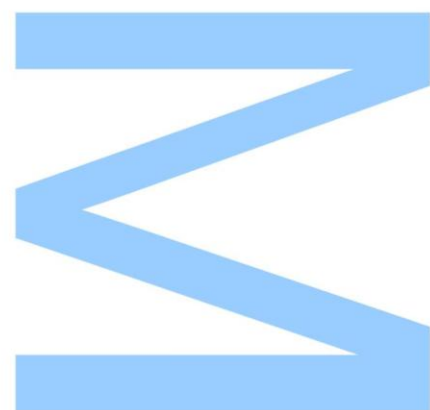
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território
2017

Orientador

Doutora Maria Helena Macedo Couto, Professora Associada,
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

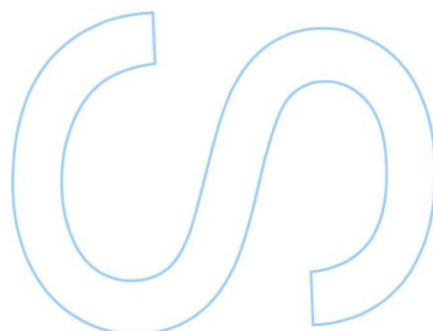
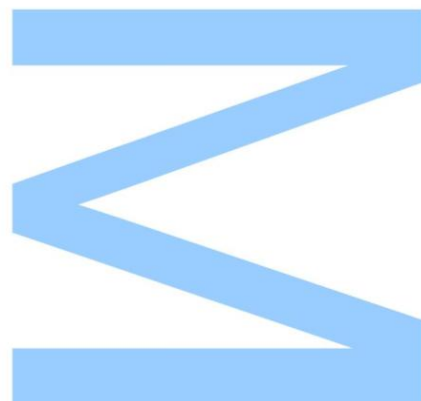
Doutor Paulo José de Vítor Ferraz, Geólogo consultor em Empresas Mineiras, Almada
Mining, S.A.



Todas as correções determinadas
pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



Agradecimentos

Em primeiro lugar quero deixar um agradecimento muito especial à Professora Doutora Helena Couto por todo o tempo dispensado em responder a todas as minhas dúvidas, por toda a orientação neste trabalho e por toda a dedicação que demonstrou ao longo deste ano.

Ao Doutor Paulo Ferraz pelo fornecimento de dados extremamente importantes para a realização deste trabalho e à D. Irene Lopes do laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, pela sua ajuda na obtenção de material.

Um muito obrigado aos meus colegas e amigos por todo o apoio, em especial à Rafaela Machado por toda a ajuda e companheirismo e ao Pedro Cruz por toda a amizade ao longo do meu percurso pela Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

À minha melhor amiga Beatriz Ferreira por todo o apoio e força que me dá para alcançar todos os meus objetivos.

Por último, mas nunca menos importante, um muito obrigado aos meus pais, que sempre me acompanharam ao longo desta jornada, e sem os quais não teria chegado até aqui.

Resumo

Este trabalho teve como principal objetivo a avaliação da paragénese mineral e os controlos exercidos sobre a mineralização. Desta forma é abordado o conjunto das minas de Sb-Au de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra, integradas no Distrito Mineiro Dúrico-Beirão e localizadas a oeste do flanco inverso do Anticlinal de Valongo.

Os trabalhos efetuados assentaram na análise de testemunhos de sondagens provenientes dos dois locais. Estes incluíram um **estudo mineralógico e paragenético** de lâminas polidas ao microscópio ótico, complementado com estudos em **catodoluminescência** e ao **microscópio eletrónico de varrimento** (MEV).

Estas últimas técnicas serviram de apoio na visualização de aspetos não observáveis com recurso a técnicas de microscopia comum, nomeadamente na identificação de determinadas características de alguns minerais, que podem fornecer informações acerca da sua origem, ou ainda na identificação de minerais que apresentem um comportamento mais discreto e não sejam facilmente observáveis ao microscópio ótico (análise ao MEV). O estudo em catodoluminescência apoia a hipótese de existência de granitos não aflorantes que terão servido como fonte de calor para a circulação de fluidos hidrotermais.

Este trabalho vem confirmar, em parte, outros trabalhos anteriores acerca deste tipo de jazigos, nomeadamente no que respeita à sua génese e paragénese mineral. Nestes jazigos pode observar-se pelo menos dois estádios de mineralização principais e ainda um outro estágio de remobilização provocado pela sobre-imposição de mineralizações de Pb-Zn sobre as primeiras, cujo modelo é apoiado pela existência de minerais característicos desta associação metálica.

A mineralização parece estar mais demarcada por controlos estruturais, relacionados com a proximidade à Zona de Cisalhamento do Douro (ZCD) embora controlos litoestratigráficos estejam também presentes.

PALAVRAS-CHAVE:

Distrito Mineiro Dúrico-Beirão, Mineralizações Sb-Au, Paragénese, Controlos.

Abstract

This essay had as a main objective the evaluation of mineral paragenesis and the controls exercised over the mineralization. This way, it is approached the set of Sb-Au mines of Alto de Sobrido and Ribeiro da Serra, integrated in the Dúrico--Beirão Mining district and located to the west of the inverse flank of the Valongo Anticline.

The work performed was based on the analysis of surveys from both sites. These included a **mineralogical and paragenetic study** of polished slides under the optical microscope, complemented with studies on **cathodoluminescence** and **scanning electron microscopy** (SEM).

The latter techniques have provided support in the visualization of non-observable aspects using common microscopy techniques, namely in the identification of particular features of some minerals, which can provide information about their origin, or in the identification of minerals that present a more discrete behavior and are not easily observable under an optical microscope (SEM analysis). The study on cathodoluminescence supports the hypothesis of the existence of non-outcropping granites that have served as a source of heat for the circulation of hydrothermal fluids.

This work confirms, in part, previous work on this type of deposits, in particular about its genesis and mineral paragenesis. In these deposits, it is possible to observe at least two main stages of mineralization and another stage of remobilization caused by the over-imposition of Pb-Zn mineralizations on the former, whose model is supported by the existence of characteristic minerals of this metallic association.

The mineralization seems to be more demarcated by structural controls, related to the proximity to the Douro Shear Zone (DSZ), although lithostratigraphic controls are also present.

KEY-WORDS:

Dúrico-Beirão Mining District, Sb-Au mineralizations, Paragenesis, Controls.

Índice

Agradecimentos	v
Resumo	vii
Abstract	viii
Índice	x
Índice de figuras	xiii
Índice de tabelas	xvi
Índice de abreviaturas	xvii

Capítulo I - Introdução **1**

1. Introdução	3
2. Objetivos do Estudo	3
3. O Distrito Mineiro Dúrico-Beirão	4
3.1. História mineira	5
3.2. Trabalhos anteriores	6
4. Metodologias de trabalho	7
4.1. Preparação das amostras	8
4.1.1. Seleção e preparação laboratorial de amostras para o estudo	8
4.2. Estudo petrográfico	10
4.3. Estudo em Catodoluminescência	11
4.4. Estudo em Microscopia Eletrónica de Varrimento	12

Capítulo II - Enquadramento das mineralizações de Sb-Au **15**

1. Enquadramento Geográfico	17
2. Enquadramento geomorfológico	18
3. Enquadramento geotectónico	20

3.1. Tectónica regional	20
4. Enquadramento geológico	23
5. Enquadramento metalogénico.....	27

Capítulo III - O setor Alto do Sobrido - Ribeiro da Serra **31**

1. Estudos anteriores	Erro! Marcador não definido.
1.1. Mina de Alto de Sobrido.....	33
1.2. Mina de Ribeiro da Serra.....	35
2. Apresentação das sondagens estudadas.....	37
2.1. Descrição das sondagens.....	38
2.2. Descrição macroscópica dos testemunhos estudados.....	40
3. Estudo petrográfico	42
3.1. Conclusões do estudo petrográfico.....	73
4. Estudo em catodoluminescência.....	75
5. Análise ao Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV).....	84
5.1. Conclusões do estudo ao MEV.....	94

Capítulo IV – Discussão e Conclusões finais **97**

Referências Bibliográficas **105**

ANEXOS

Índice de figuras

FIGURA 1 – MAPA DA REGIÃO ONDE SE INSERE O DISTRITO MINEIRO DÚRICO-BEIRÃO, COM DISTRIBUIÇÃO DAS DIFERENTES ASSOCIAÇÕES PARAGENÉTICAS E LOCALIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS JAZIGOS. (IN COUTO 2014; ADAPTADO DE COUTO <i>ET AL.</i> 1990 E COUTO 1993)	5
FIGURA 2 – EXEMPLO DE UMA MOSTRA SELECIONADA PARA LÂMINA POLIDA (NOTAR A PRESENÇA DE NUMEROSAS FRATURAS PELO QUE NECESSITOU DE SER IMPREGNADA COM RESINA)	9
FIGURA 3 – EXEMPLO DE LÂMINA POLIDA (À ESQUERDA) E RESPECTIVA IMAGEM DA MESMA, RETIRADA COM O AUXÍLIO DO MICROSCÓPIO ÓTICO. IMAGEM OBTIDA ATRAVÉS DE LUZ TRANSMITIDA	11
FIGURA 4 – EXEMPLO DE IMAGEM E GRÁFICO COM A IDENTIFICAÇÃO DE ELEMENTOS PRESENTES OBTIDOS A PARTIR DO MEV/EDS UTILIZADO NESTE TRABALHO	13
FIGURA 5 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. IMAGEM RETIRADA DO GOOGLE EARTH	17
FIGURA 6 – UNIDADES MORFOESTRUTURAIS DA PENÍNSULA IBÉRICA (RIBEIRO 1979)	18
FIGURA 7 – EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E GEOTECTÓNICA DO ANTICLINAL DE VALONGO (IN COUTO & LOURENÇO 2011, ADAPTADO DE COUTO 1993)	19
FIGURA 8 – UNIDADES ESTRUTURAIS DE 1. ^a ORDEM (TERRENOS) E DE 2. ^a ORDEM (ZONAS) NO VARISCO IBÉRICO (IN RIBEIRO 2013; ADAPTADO DE RIBEIRO & SANDERSON 1996 E DE VERA 2004)	20
FIGURA 9 – EVOLUÇÃO GEOTECTÓNICA DA REGIÃO DE VALONGO E RESPECTIVAS FASES DE DEFORMAÇÃO VARISCAS (IN SILVA 2014; ADAPTADO DE COUTO 1993)	22
FIGURA 10 – EXCERTO DA FOLHA 13B DA CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL, À ESCALA 1/50000 (ADAPTADO DE MEDEIROS 1964)	23
FIGURA 11 – ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DO DISTRITO MINEIRO DÚRICO-BEIRÃO, COM DISTRIBUIÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES PARAGENÉTICAS E LOCALIZAÇÃO DOS PRINCIPAIS JAZIGOS. 1-CARBONÍFERO; 2-ORDOVÍCIO-DEVÓNICO; 3-PRECÂMBRICO? E/OU CÂMBRICO; 4- METAMORFISMO DE CONTACTO; 5- GRANITÓIDES SIN- A TARDI- F3 (FERREIRA <i>ET AL.</i> 1987); 6-CISALHAMENTO; 7-FALHA; 8-FALHA SUPOSTA. (IN COUTO 2010; ADAPTADO DE COUTO <i>ET AL.</i> 1990 E COUTO 1993)	27
FIGURA 12 – PERFIL GEOLÓGICO TRANSVERSAL AO ANTICLINAL DE VALONGO, ONDE SE OBSERVAM AS SUPOSTAS RELAÇÕES DAS MINERALIZAÇÕES COM OS GRANITOS NÃO AFLORANTES (COUTO <i>ET AL.</i> 2007)	29

FIGURA 13 – ESQUEMA DA FRENTE DA GALERIA 2 (À ESQUERDA) EM 1993, POSTERIORMENTE DESMANTELADA, ONDE SE OBSERVAVA O FILÃO MINERALIZADO ENCAIXADO NA BB DO CARBONÍFERO (IN: COUTO 1993); À DIREIRA TEMOS UMA IMAGEM DO INTERIOR DE UMA DAS GALERIAS SUPERIORES (FOTO HELENA COUTO)	34
FIGURA 14 – ENTRADA QUE DAVA ACESSO ÀS GALERIAS N-S E E-W (À ESQUERDA) E POÇO ASCENDENTE SITUADO JUNTO DESTA MESMA ENTRADA (À DIREITA). (FOTO CAPTADA POR HELENA COUTO NUMA VISITA AO CAMPO REALIZADA NO DECORRER DESTE TRABALHO)	36
FIGURA 15 – ESQUEMA COM A EXPLICAÇÃO DO NOME DADO A UMA SONDAGEM PROVENIENTE DE ALTO DO SOBRIDO.	37
FIGURA 16 – BOCA DE SONDAGEM EM ALTO DO SOBRIDO	39
FIGURA 17 – AMOSTRA AS65 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA (APÓS METALIZAÇÃO COM OURO)	43
FIGURA 18 – MICROFOTOGRAFIAS OBTIDAS NO MICROSCÓPIO MINERAIS METÁLICOS ATRAVÉS DE LUZ REFLETIDA: A,C) PIRITE (EM NICÓIS PARALELOS-N//); C) ESTIBINA II (N//); D) ESTIBINA II (EM NICÓIS CRUZADOS-NX)	44
FIGURA 19 – AMOSTRA AS66 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	44
FIGURA 20 – MICROFOTOGRAFIAS: A) PIRITE (EM LUZ REFLETIDA-LR E N//); B) FILONETE DE ESTIBINA CORTADO POR FILONETE DE QUARTZO (EM LUZ TRANSMITIDA-LT E N//); C,D) ESTIBINA II (1), BERTHIERITE (2) E PIRITE (3) (LR; N// E NX, RESPETIVAMENTE)	45
FIGURA 21 – AMOSTRA AS67A E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	46
FIGURA 22 – FILONETE DE QUARTZO COM ESTIBINA II: A,B) EM N// E NX, RESPETIVAMENTE; PIRITE: C,D) EM N// E NX, RESPETIVAMENTE	46
FIGURA 23 – AMOSTRA AS67B E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	47
FIGURA 24 – IMAGENS EM LUZ REFLETIDA: A,B) ESTIBINA I (3), ESTIBINA II? (2), BERTHIERITE (1) E MELNICOVITE (4), EM N// E NX, RESPETIVAMENTE; C,D) ESTIBINA II, EM N// E NX, RESPETIVAMENTE	48
FIGURA 25 – AMOSTRA AS76 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	48
FIGURA 26 – IMAGENS EM LUZ REFLETIDA: A) QUARTZO COM INCLUSÕES DE ESTIBINA (NX); B) ESTIBINA I (NX) C, D) ESTIBINA I EM CORTE TRANSVERSAR-EM MOSAICO (N//;NX); E,F) ESTIBINA I, COM MACLAS (N//;NX).	49
FIGURA 27 – AMOSTRA AS15B E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	50
FIGURA 28 – MICROFOTOGRAFIA. MINERAIS EM LUZ REFLETIDA: A,B) ESTIBINA II COM ESFALERITE (N//;NX); C,D) FILONETE DE QUARTZO COM PIRITE (N//;NX).	51
FIGURA 29 – AMOSTRA AS29 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA.	52
FIGURA 30 – FILONETE DE QUARTZO COM BERTHIERITE E ESTIBINA II E PEQUENOS CRISTAIS DE ESFALERITE (LR; A,C) N//; B,D) NX)	52
FIGURA 31 – AMOSTRA AS253 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	53

FIGURA 32 – A,B,C) FILÕES COM REJEITO PROVOCADO POR CISALHAMENTO (LT,N//); D) MELNICOVITE EM MASSA DE ESTIBINA II.....	54
FIGURA 33 – AMOSTRA AS254 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	55
FIGURA 34 – VISUALIZAÇÃO, EM LUZ REFLETIDA, DE ESTIBINA II COM BERTHIERITE RESIDUAL (1) E MELNICOVITE; A) N//, B) NX	55
FIGURA 35 – AMOSTRA AS39 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	56
FIGURA 36 – MICROFOTOGRAFIAS DE ÓXIDOS DE FERRO EM LUZ REFLETIDA, EM N// À ESQUERDA E NX À DIREITA; E,F) APRESENTAM ZONAMENTO.	57
FIGURA 37 – AMOSTRA AS380 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	58
FIGURA 38 – MINERAIS EM LUZ TRANSMITIDA: A,B) PIRITE NUM FRAGMENTO DO ENCAIXANTE (N//,NX); C,D) ESTIBINA II RESULTANTE DA ALTERAÇÃO DE “AGULHAS” DE BERTHIERITE (N//,NX).....	59
FIGURA 39 – AMOSTRA AS419 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA.	60
FIGURA 40 – MICROFOTOGRAFIA EVIDENCIANDO O CONTACTO DE UM FILONETE DE QUARTZO COM A ROCHA ENCAIXANTE (A) - LT, N//; PIRITE DISPERSA NO FILONETE DE QUARTZO (B) - LR, N//)	60
FIGURA 41 – AMOSTRA RS458 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	61
FIGURA 42 – A)MATRIZ ROCHOSA RICA EM SERICITE E MOSCOVITE (LT,NX); B) PIRITE EM FRATURAS COM CARBONATOS (LR,N//); C) ARSENOPIRITE (MINERAL CINZA COM TERMINAÇÃO EM CUNHA) (LR,N//); D) CORRESPONDE A C) EM NX (NOTE-SE A PRESENÇA DE CRISTAIS CLAROS DE CARBONATOS)	62
FIGURA 43 – AMOSTRA RS24A E RESPETIVA LÂMINA POLIDA.....	63
FIGURA 44 – A) PIRITE EM PREENCHIMENTO QUARTZOSO (LR, NX); B)MATRIZ DA ROCHA COM PRESENÇA DE MOSCOVITE (LT,NX); C) PIRITE NUM VEIO PREENCHIDO POR CARBONATOS (LR, N//); D) MESMO QUE C) EM NX	63
FIGURA 45 – AMOSTRA RS24B E RESPETIVA LÂMINA POLIDA.....	64
FIGURA 46 – A) AGREGADO DE ESTIBINA II COM CRISTAL (AZUL-ESVERDEADO E COM MACLAS) DE ESTIBINA I (LR, NX); B) FRAGMENTO PELÍTICO NUMA MATRIZ QUARTZOSA (LT, NX); C,D) BERTHIERITE (1) A ALTERAR PARA ESTIBINA II (2) NUMA MATRIZ COMPOSTA POR CARBONATOS (3) (LR; N//, NX); E,F) BERTHIERITE (ESVERDEADA) A ALTERAR PARA ESTIBINA II, EM CARBONATOS (LR; N//, NX)	65
FIGURA 47 – AMOSTRA RS43 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA (APÓS METALIZAÇÃO COM OURO).....	66
FIGURA 48 – A) FILONETE DE QUARTZO CORTADO POR FILONETE DE CARBONATOS (LR, NX); B) ALINHAMENTO DE PIRITE PRESENTE NA ROCHA ENCAIXANTE (LR, N//); C,D)FILONETE DE QUARTZO PREENCHIDO POR CARBONATOS (LR; N//,NX); E,F) CARBONATOS ZONADOS (LR; N//,NX).....	67
FIGURA 49 – AMOSTRA RS100 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	68

FIGURA 50 – A) PIRITE “AUTOMÓRFICA” (LR, N//); B) ÓXIDOS DE TITÂNIO (LR; N//); C,D) PRESENÇA CARBONATOS COM TEXTURA DE ASPETO “AMORFO” NUMA MATRIZ DE QUARTZO (LT; N//,NX); E, F) ESFALERITE (1), CALCOPIRITE (2), PIRITE (3) (LR; N//,NX).	69
FIGURA 51 – AMOSTRA RS103 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	70
FIGURA 52 – MICROFOTOGRAFIAS. A) MATRIZ DA ROCHA COM PRESENÇA DE PEQUENAS MICAS (NA MAIORIA MOSCOVITE) (LT, NX); B) PIRITE (LR, N//).....	70
FIGURA 53 – AMOSTRA RS104 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA	71
FIGURA 54 – A) PIRITE (MINERAL BRANCO) JUNTAMENTE COM ÓXIDO DE TITÂNIO (CINZA AZULADO) (LR, N//); B) CARBONATOS (ESVERDEADOS) EM FILONETE DE QUARTZO (LR, NX).....	71
FIGURA 55 – AMOSTRA RS111 E RESPETIVA LÂMINA POLIDA.	72
FIGURA 56 – ESFALERITE COM INCLUSÕES (A) LT, N//; B,C) LR, N//; D) LR, NX).	72
FIGURA 57 – ZONA CLORÍTICA (E) LT, N//; F) LT, NX); G) ESFALERITE COM PEQUENAS INCLUSÕES DE OUTROS MINERAIS (LR, N//); H) ZONA SERICÍTICA (LT, NX)	73
FIGURA 58 – MICROFOTOGRAFIAS DE FILONETES DE QUARTZO: A) E C) LUZ NATURAL (N//); B) E D) EM CATADOLUMINESCÊNCIA (N//); TEMPO DE EXPOSIÇÃO DE 29,7S PARA AMBAS	75
FIGURA 59 – MICROFOTOGRAFIAS DE FILONETES DE QUARTZO: A) E C) LUZ NATURAL (N//); B) E D) EM CL (N//), COM RESPETIVOS TEMPOS DE EXPOSIÇÃO DE 20,4S E 29,7S	76
FIGURA 60 – MICROFOTOGRAFIAS AO MICROSCOPIO OTICO E EM CL. FILONETE DE QUARTZO COM APATITE: A) LN, (N//), B) CL (N//), COM T. EXP. 18,3S; QUARTZO: C) LN (N//), D) CL, COM T. EXP. 16,3S; FRATURA COM CRISTAIS DE APATITE: E) LN (N//), F) CL (N//), COM T. EXP. 10S; CRISTAIS DE APATITE: G) LN (N//), H) CL (N//), T. EXP. 13S	77
FIGURA 61 – MICROFOTOGRAFIAS DE FILONETE DE QUARTZO COM CRISTAL DE APATITE (COR ROSA), COM T. EXP. 11,2S	78
FIGURA 62 – APATITES DE COR AMARELADA E DE COR ROSADA: A, E) LN (N//), E, F) RESPETIVAS IMAGENS DE CL (N//), T. EXP. 16,3S; FILONETE COM CARBONATOS E QUARTZOS, ZONADOS: C) LN (N//), D) CL (N//), T. EXP. 33,2S.....	79
FIGURA 63 – MICROFOTOGRAFIAS DE FILONETES PREENCHIDOS POR CARBONATOS (A, B) E POR QUARTZO (C,D). CARBONATOS COM CRISTAL DE APATITE: A) LN (N//), B) CL (N//), T. EXP. 20,4S; QUARTZO COM CRISTAIS DE APATITE DE DUAS GERAÇÕES DISTINTAS: C) LN (N//), D) CL (N//), T. EXP. 20,4S.....	80
FIGURA 64 – MICROFOTOGRAFIAS DE CRISTAIS DE APATITE (A, B, C, D) E DE CARBONATOS. CRISTAIS DE APATITE EM MASSAS CLORÍTICAS: A) E C) LN (N//), B) E D) RESPETIVAS IMAGENS CL (N//), B) T.EXP. 13S, D) T. EXP. 20,4S; CARBONATOS: E) LN (N//), F) CL (N//), T. EXP. 29,7S.....	81
FIGURA 65 – IMAGEM, RESPETIVO ESPETRO E RESULTADOS DA ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA, DA ESTIBINA II.....	85

FIGURA 66 – IMAGEM DA ZONA DE INTERESSE EM MICROSCOPIA DE REFLEXÃO (À ESQUERDA) E EM MEV (À DIREITA), ONDE SE VÊ UMA FRATURA EM UM CRISTAL DE PIRITE (CINZA ESCURO – MEV) PREENCHIDA POR ESTIBINA (CINZA CLARO – MEV)....	86
FIGURA 67 – IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. ESFALERITE.....	87
FIGURA 68 – IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. INCLUSÕES DE PIRITE NA ESFALERITE.....	88
FIGURA 69 - IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. ULLMANNITE (SULFURETO DE ANTIMÓNIO E NÍQUEL) ASSOCIADO A CRISTAL DE ESFALERITE.....	89
FIGURA 70 – IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. PEQUENOS PONTOS NA ESFALERITE COM PRESENÇA DOS ELEMENTOS TH, SI E P..	90
FIGURA 71 – IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. PEQUENO CRISTAL DE GALENA.....	91
FIGURA 72 – IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. ULLMANNITE (SULFURETO DE ANTIMÓNIO E NÍQUEL) ASSOCIADO A CRISTAL DE ESFALERITE. AQUI PODEMOS VER A OCORRÊNCIA DE CO NO CRISTAL DE ULLMANNITE.....	92
FIGURA 73 – IMAGEM, ESPETROS E ANÁLISE SEMIQUANTITATIVA OBTIDOS AO MEV. JAMESONITE (SULFOSSAL) EM CONTATO ENTRE ESFALERITE E ENCAIXANTE.....	93

Índice de tabelas

TABELA 1 – SUCESSÃO PARAGENÉTICA E EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES DE ALTO DO SOBRIDO (COUTO, 1993)	35
TABELA 2 – SUCESSÃO PARAGENÉTICA E EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA DAS MINERALIZAÇÕES DE RIBEIRO DA SERRA (COUTO, 1993).....	36
TABELA 3 – EXEMPLO DE UM LOG DE SONDAGEM.....	38
TABELA 4 – INFORMAÇÃO RELATIVA AOS TESTEMUNHOS E RESPETIVAS SONDAGENS	40
TABELA 5 – DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DOS TESTEMUNHOS ESTUDADOS	41
TABELA 6 – IDENTIFICAÇÃO DAS LÂMINAS POLIDAS	42
TABELA 7 – AMOSTRAS E CÍRCULOS OBSERVADOS NO MEV/EDS, COM A DESCRIÇÃO DOS ELEMENTOS ALVO.....	84
TABELA 8 – MINERAIS IDENTIFICADOS E TÉCNICAS UTILIZADAS.....	95
TABELA 9 – QUADRO PARAGENÉTICO DE ALTO DO SOBRIDO, ADAPDATO DE COUTO 1993.....	100

TABELA 10 – QUADRO PARAGENÉTICO DE RIBEIRO DA SERRA, ADAPDATO DE COUTO 1993.....101

Índice de abreviaturas

[ZCI]	Zona Centro Ibérica
[CXG]	Complexo Xisto-Grauváquico
[MEV]	Microscópio eletrónico de varrimento
[CL]	Catodoluminescência
[t. exp.]	Tempo de exposição (em catodoluminescência)
[LN]	Luz natural
[LT]	Luz transmitida
[LR]	Luz refletida
[N//]	Nícois paralelos
[NX]	Nícois cruzados

Capítulo I - Introdução

1.Introdução

Ao longo da sua evolução, o Homem foi utilizando as rochas do meio envolvente e aprendeu a usar as mesmas em seu benefício. Os metais são um bom exemplo disso. Desde há milhares de anos que fazem parte do quotidiano da nossa espécie, que terá evoluído de forma distinta dos outros seres vivos, principalmente por adquirir esta capacidade de saber usar o meio envolvente, tirando partido do mesmo e em particular das rochas.

Este trabalho aqui apresentado é relativo ao estudo de mineralizações de antimónio e ouro do Distrito Mineiro Dúrico-Beirão. Aqui são estudadas e apresentadas com pormenor alguns testemunhos de sondagens provenientes das minas de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra, ambas próximas entre si, localizadas no concelho de Gondomar, Distrito do Porto.

Os testemunhos foram cedidos pela empresa A.M. Almada Mining - SA, a qual realizou várias sondagens naquela área.

2.Objetivos do Estudo

A realização deste trabalho tem como principal objetivo procurar contribuir para um melhor conhecimento das referidas mineralizações de antimónio. Para tal, fez-se, por um lado o estudo mineralógico e paragenético – de amostras selecionadas dos testemunhos de sondagem, na tentativa de aprofundar o conhecimento das paragéneses já descritas em trabalhos anteriores e por outro lado, o estudo das relações das mineralizações com as rochas encaixantes e os controlos das mineralizações.

O trabalho agora apresentado pretende fazer um estudo pormenorizado de testemunhos de sondagens recorrendo a várias técnicas de microscopia com base a visualização de lâminas delgadas polidas.

3. O Distrito Mineiro Dúrico-Beirão

A obtenção de matérias-primas essenciais para o fabrico de materiais que fazem parte do nosso quotidiano assenta na existência da Indústria Mineira, que é também um fator de grande importância no desenvolvimento económico de um país. Devemos ter em conta que a prospeção mineira deve seguir uma legislação eficiente de modo a contribuir para o bem-estar das pessoas envolvidas e do meio ambiente.

O distrito mineiro Dúrico-Beirão encontra-se na região do Baixo-Douro e é representado por uma faixa de orientação NW-SE com cerca de 90 km de extensão que se encontra associada a uma mega-estrutura geológica conhecida como Anticlinal de Valongo. Ao longo desta estrutura ocorrem diferentes tipos de mineralizações, sendo mais frequentes ocorrências de ouro e de antimónio, pelo que o referido distrito mineiro é essencialmente um distrito auri-antimonífero.

Para além das mineralizações de ouro e antimónio, a região mineira está também marcada pela ocorrência de mineralizações de chumbo-zinco-prata e de estanho-tungsténio (Couto *et al.* 1990). Existem, segundo Couto (1993), quatro associações paragenéticas consoante a associação de metais presentes, sendo estas: Sb-Au, Au-As, Sn-W e Pb-Zn (Ag) (ver figura 1).

escombreiras por desconhecerem o tratamento do mesmo. Os romanos abriram cortas (aqui designadas por banjas) com localização quer em formações do Precâmbrico e/ou Câmbrio? quer do Carbonífero. Existe também um poço mestre (com cerca de 25 metros de profundidade) feito com vista a exploração que, contudo, nunca foi realizada devido aos teores em ouro se terem revelado muito irregulares (Couto 1993).

A mina de Ribeiro da Serra abriu em 1880 e após três anos de atividade teria já cerca de 1700m de galerias e 300m em poços (Couto 1993).

3.2. Trabalhos anteriores

Dada a história mineira da região, esta tem despertado o interesse de vários investigadores. A região do distrito mineiro encontra-se inserida naquela que é uma das principais unidades geológicas do Maciço Ibérico – a Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Julivert *et al.* 1974). Esta unidade foi fortemente afetada pela orogenia Varisca, o que influenciou a história geológica do local.

São vários os trabalhos que procuram descrever temporalmente os episódios tectónicos que atuaram na ZCI e que terão sido responsáveis pela formação do Anticlinal de Valongo (Schermerhorn 1956, Medeiros 1964, Matte 1968, Oen 1970, Ferreira *et al.* 1971, Noronha *et al.* 1979, Ribeiro *et al.* 1987 e Couto 1993). De entre as várias propostas sobre o tema consideram-se as hipóteses apresentadas por Ribeiro *et al.* (1987) e Couto (1993) dada a similaridade entre ambas. Estes autores defendem a formação da estrutura que constitui o Anticlinal de Valongo durante o primeiro episódio de deformação Varisca (D1).

No que respeita à geomorfologia da região destaca-se o trabalho de Rebelo (1975) onde descreve os processos de erosão diferencial que ocorrem ao longo do anticlinal e que tiveram na origem de dois alinhamentos de serras que contrastam com o extenso vale no seu núcleo.

As mineralizações enquadradas neste estudo encontram-se no Distrito Mineiro Dúrico-Beirão, o qual apresenta uma elevada história mineira desde a antiguidade, o que conduziu à realização de vários trabalhos de carácter arqueológico, destacando-se os trabalhos de Cabral (1883), Monteiro & Barata (1989), Allan (1965) e Carvalho (1969, 1981).

No que respeita às mineralizações e à estratigrafia deste distrito mineiro sobressaem-se autores como Carvalho (1966), Jesus (1986, 2003), Couto *et al.* (1990, 1999, 2007, 2016), Couto (1993), Couto & Borges (2005) e Couto & Soeiro (2005).

No que respeita aos trabalhos de cartografia geológica, nomeadamente às cartas geológicas de Portugal, dos Serviços Geológicos de Portugal, a área estudada é abrangida pela folha 13-B (Castelo de Paiva), à escala 1:50000 de Medeiros (1964) acompanhada pela respetiva notícia explicativa.

4. Metodologias de trabalho

A realização de um estudo pormenorizado como este aqui descrito requer a utilização de várias técnicas de trabalho para que sejam cumpridos os objetivos impostos para o mesmo.

Foi necessária a realização de pesquisa bibliográfica quer numa fase inicial, quer ao longo do estudo, de modo a reunir toda a informação que pudesse servir de auxílio base para a realização do trabalho.

O estudo aqui descrito pretende fazer uma análise pormenorizada de testemunhos de sondagens. Para isto foi necessário proceder à preparação dos mesmos de modo a que possam ser analisados a uma escala de maior pormenor.

Numa fase inicial, foram cortados os tarolos de sondagem e selecionadas as zonas com maior interesse para a realização de lâminas polidas. O critério aqui utilizado baseou-se na análise visual e identificação das zonas mineralizadas, sendo estas, na sua maioria, estruturas filonianas.

As amostras selecionadas serviram para a realização de lâminas polidas que foram posteriormente alvo de análise petrográfica. O estudo de algumas amostras foi ainda complementado com o auxílio do microscópio ótico de catodoluminescência (CL) e do microscópio eletrónico de varrimento (MEV).

Foi ainda realizado trabalho de campo para a referenciação de alguns pontos onde foram realizadas as sondagens, assim como a análise do enquadramento das mesmas.

4.1. Preparação das amostras

Inicialmente foi efetuada a preparação das amostras, para a realização de lâminas delgadas polidas e posterior análise das mesmas.

A necessidade da preparação de lâminas polidas assentou no interesse de efetuar um estudo pormenorizado ao microscópio petrográfico (estudo de petrografia), quer das mineralizações, quer das rochas encaixantes. Para tal, seria necessário fazer uma observação em luz transmitida (observação do encaixante) e em luz refletida (observação das mineralizações), daí a escolha de lâminas polidas que permitem a utilização das duas técnicas.

4.1.1. Seleção e preparação laboratorial de amostras para o estudo

De entre o conjunto de testemunhos de sondagens foi necessário proceder-se ao corte (com lâmina diamantada) e à seleção dos mesmos, de modo a escolher as secções que despertassem maior interesse do ponto de vista mineralógico e estrutural, para a realização de lâminas polidas.

Tendo em conta que as lâminas delgadas polidas foram os principais objetos de estudo ao longo do trabalho realizado, foi de extrema importância para além do critério de seleção, um correto procedimento no laboratório aquando da realização das mesmas.

A conceção de lâminas polidas exige a execução de vários procedimentos, pelo que também exige tempo.

De seguida são expostos os procedimentos a ter em conta na preparação de amostras para posterior realização de lâminas:

Uma vez escolhidas e cortadas as amostras provenientes das sondagens numa serra, é necessário proceder ao corte numa serra diamantada mais pequena, de modo a que se obtenha um taco com uma espessura de cerca de 1 cm (antes do corte pode ser necessário impregnar as amostras com resina, se estas estiverem muito fraturadas e/ou se forem pouco coerentes – ver exemplo da figura 2).



Figura 2 – Exemplo de uma mostra selecionada para lâmina polida (notar a presença de numerosas fraturas pelo que necessitou de ser impregnada com resina)

O taco é posteriormente submetido a um desgaste num disco de ferro, com auxílio de esmeril com granulometria de 220 μm e com permanente circulação de água para que a fricção provocada pelo disco não aqueça a amostra, o que poderia alterar as suas propriedades. De seguida o mesmo disco é lavado e colocado esmeril de 400 μm e é feito novo desgaste da amostra até que o taco fique com uma espessura muito reduzida (contudo é preciso ter cuidado para não desgastar demais a amostra, sendo este um processo de desgaste relativamente rápido). Assim sendo, é necessário utilizar um material menos abrasivo, pelo que o desgaste irá continuar num vidro. Primeiramente começa-se com esmeril de 600 μm e depois é feito novo desgaste com esmeril de 1200 μm (sempre com a lavagem da amostra com água e sabão antes de trocar de esmeril). Posto isto, a amostra é seca numa placa a 60°C, e uma vez seca é colada a um vidro de igual área. A colagem faz-se com cola Araldite, com mistura de 50% de endurecedor e 50% de resina. É necessário referir que a face do vidro em que é colocada a cola é anteriormente desgastada com esmeril a 600 μm para aumentar a aderência da cola. Tendo já a amostra com o vidro colado, esta é seguidamente levada à estufa a 60°C durante 2 horas. Enquanto se encontra na estufa a lâmina é prensada, para que a colagem seja uniforme. Posteriormente, e após ter a amostra bem colada ao vidro, esta é cortada com uma espessura de 1 mm, o corte é feito com uma Discoplan. Tendo em conta que a amostra foi serrada será necessário efetuar um novo desgaste. Volta então a ser feito desgaste no vidro, com esmeril de 600 μm .

Agora entramos numa parte particularmente importante do procedimento, pois, a cada desgaste é necessário observar da lâmina ao microscópio, repetindo este processo até que se observem as cores de interferência características dos minerais. Encontramo-nos agora numa fase em que podemos obter lâminas polidas ou delgadas, sendo os procedimentos seguintes diferenciadores do tipo de lâmina que se pretende.

Preparação de lâminas delgadas polidas

Uma vez que neste caso apenas serão feitas lâminas delgadas polidas, os procedimentos a ter são os seguintes:

A amostra é lavada no ultrassom e transferida para um disco magnético. Neste disco é feito desgaste com pasta de diamante. Começa-se com pasta diamantada de 15 μm , passando depois a 6 μm , 3 μm e terminando com $\frac{1}{4}$ μm . O desgaste é acompanhado pela colocação de um lubrificante, para que não ocorra uma fricção com libertação de calor e consequente alteração das características da amostra. A passagem para uma espessura diferente é sempre feita com colocação da amostra no ultrassom de modo a libertar pequenas partículas tenham permanecido na amostra, mesmo após o desgaste.

Desta forma, as lâminas terminam com um revestimento abrílhantado e estão prontas para observação no microscópio.

As lâminas polidas foram feitas no laboratório de realização de lâminas e superfícies polidas do Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território (DGAOT), pela assistente operacional Maria Irene Lopes.

Foram feitas vinte lâminas polidas para este trabalho, sendo que doze delas pertencem a Alto do Sobrido e as oito restantes provêm de Ribeiro da Serra.

4.2. Estudo petrográfico

Foi realizado um estudo petrográfico das vinte lâminas polidas, com recurso ao microscópio ótico de luz transmitida e refletida Nikon Eclipse E400 POL. Acoplada ao microscópio estava a máquina fotográfica digital AxioCam MRc que permitiu a obtenção de imagens das lâminas, isto com recurso ao software axiovision 3.1 (ver exemplo da figura 3).

Este método serviu para a observação microscópica das amostras permitindo assim identificar os principais minerais constituintes da rocha. Através deste método foi possível conhecer a mineralogia presente na rocha, assim como as relações entre as mineralizações e o encaixante. Assim foi permitida não só a identificação dos minerais presentes na amostra mas também a reconstituição da sequência paragenética, o que auxiliou a entender os diferentes episódios que terão sido responsáveis pela formação das mineralizações aqui presentes.

Para a observação e identificação dos minerais metálicos foi utilizada luz refletida, enquanto na identificação dos minerais não metálicos (designados por ganga) foi utilizada luz transmitida. Isto está relacionado com as propriedades óticas dos minerais.

Este estudo petrográfico contou com o auxílio dos livros “Atlas des Minéraux Métalliques” (Picot & Johan 1977) e “Optical Mineralogy” (Rogers & Kerr 1942).

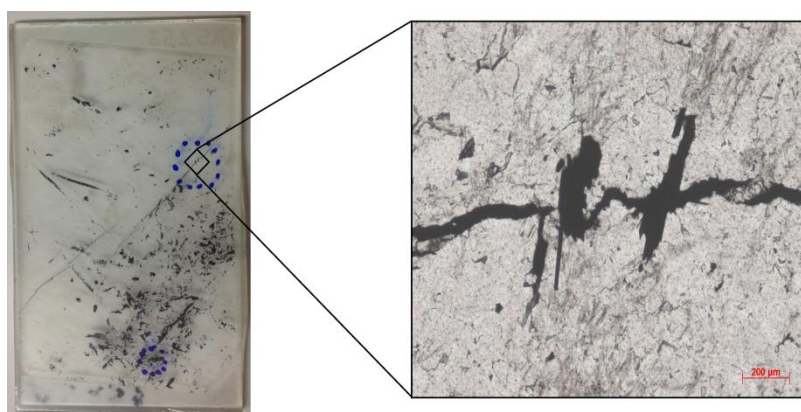


Figura 3 – Exemplo de lâmina polida (à esquerda) e respetiva imagem da mesma, retirada com o auxílio do microscópio ótico. Imagem obtida através de luz transmitida

4.3. Estudo em Catodoluminescência

De modo a complementar os estudos de petrografia é importante o recurso a outras técnicas de microscopia. Uma dessas técnicas foi a Microscopia Ótica de Catodoluminescência.

O interesse em recorrer a esta técnica assentou na sua importância para o estudo de carbonatos, fosfatos e identificação de diferentes gerações de quartzo que poderiam estar presentes nas amostras.

Segundo Marfunin (1979), esta técnica envolve a irradiação da amostra por um feixe de eletrões, em que esse feixe é produzido por um cátodo. Este processo compreende a excitação de eletrões para níveis mais elevados de energia, obtida por transferências de energia dentro da amostra, resultando na emissão de fotões nas zonas de luz visível, UV e IV do espectro eletromagnético quando os eletrões regressam aos seus níveis de energia mínima.

Através deste método podemos obter informação sobre a estrutura real dos minerais, podendo ser usada para a reconstrução dos processos envolvidos na formação e alteração subsequente dos mesmos. Pode-se ainda visualizar, entre outros aspetos, texturas internas, texturas de crescimento e de alteração que não são perceptíveis usando outras técnicas analíticas (Götze *et al.* 2012). Estas evidências foram já descritas por Sippel e Glover em 1965, onde destacam a importância desta técnica na observação de estruturas que fornecem informações importantes acerca da origem e história dos materiais estudados.

O equipamento utilizado foi o microscópio de catodoluminescência do Centro de Geologia da Universidade do Porto, modelo LUMIC HC3-LM, com funcionamento a quente. As lâminas delgadas polidas foram previamente preparadas com metalização de ouro.

4.4. Estudo em Microscopia Eletrónica de Varrimento

A microscopia eletrónica de varrimento (MEV) é uma técnica de microscopia que difere da ótica pela utilização de eletrões em vez de fotões. Esta diferença permite resolver problemas como o da resolução que ocorre devido à utilização de fonte de luz branca.

Desta forma, o microscópio eletrónico de varrimento é um aparelho que consegue fornecer informações sobre a morfologia e identificação de elementos químicos de uma amostra sólida, sendo assim muito utilizado para observar e analisar características micro estruturais de objetos sólidos (Dedavid *et al.* 2007). Este instrumento possui duas características muito importantes que levam à sua utilização, nomeadamente a alta resolução obtida para as amostras com valores de 2 a 5

nanómetros (alguns mais avançados podem alcançar resoluções menores do que 1 nm) (Nagatani *et al.* 1987) e também a aparência tridimensional da imagem da amostra que resulta diretamente da grande profundidade do campo. É também possível analisar amostras com pequenos aumentos e grande profundidade de foco, algo extremamente útil uma vez que a imagem eletrónica complementa a informação dada pela imagem ótica.

O estudo em microscopia eletrónica de varrimento (MEV) foi então realizado no Centro de Estudo de Materiais da Universidade do Porto (CEMUP) utilizando o Microscópio Eletrónico de Varrimento de alta resolução, com Microanálise de Dispersão de Energia (EDS): JEOL JSM 6301F/ Oxford INCA Energy 350. Deste modo, utilizando um MEV/EDS foi possível realizar uma análise semiquantitativa dos elementos presentes na amostra no ponto de incidência do feixe de eletrões (figura 4). As amostras foram revestidas com filme fino de C, por atomização, utilizando o equipamento JEO JEE – 4X VacuumEvaporator.

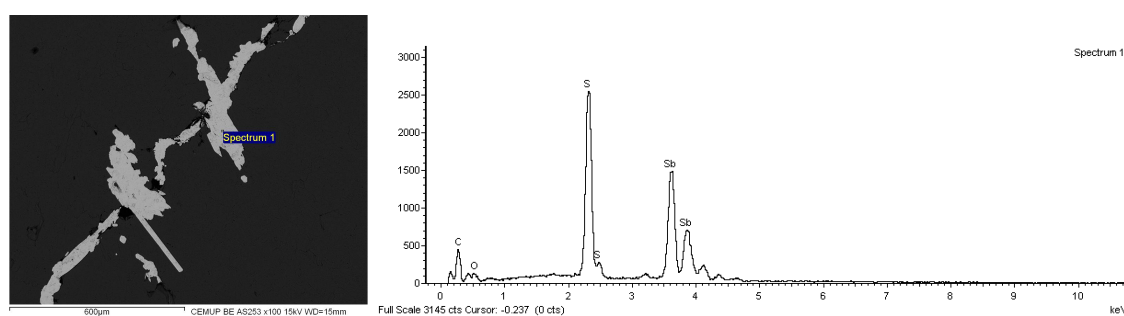


Figura 4 – Exemplo de imagem e gráfico com a identificação de elementos presentes obtidos a partir do MEV/EDS utilizado neste trabalho

***Capítulo II –
Enquadramento das
mineralizações de Sb-Au***

1. Enquadramento Geográfico

A área de estudo está localizada no concelho de Gondomar, distrito do Porto, norte de Portugal (figura 5). Abrange as minas de Alto do Sobrido e de Ribeiro da Serra (esta localizada a menos de 1 km a NW da primeira), as quais se encontram inseridas na atual União das Freguesias de Melres e Medas (ver carta militar 134 – Lever, à escala 1:25000).

O local de estudo faz parte de uma vasta área conhecida como Região Dúrico-Beirã integrada no distrito mineiro Dúrico-Beirão, exibindo, desde tempos antigos, uma importante atividade mineira. Esta estende-se ao longo de uma faixa com orientação NW-SE compreendida entre Póvoa do Varzim (a NW), até ao maciço granítico de Castro Daire, a sul do rio Douro (Couto 1993).

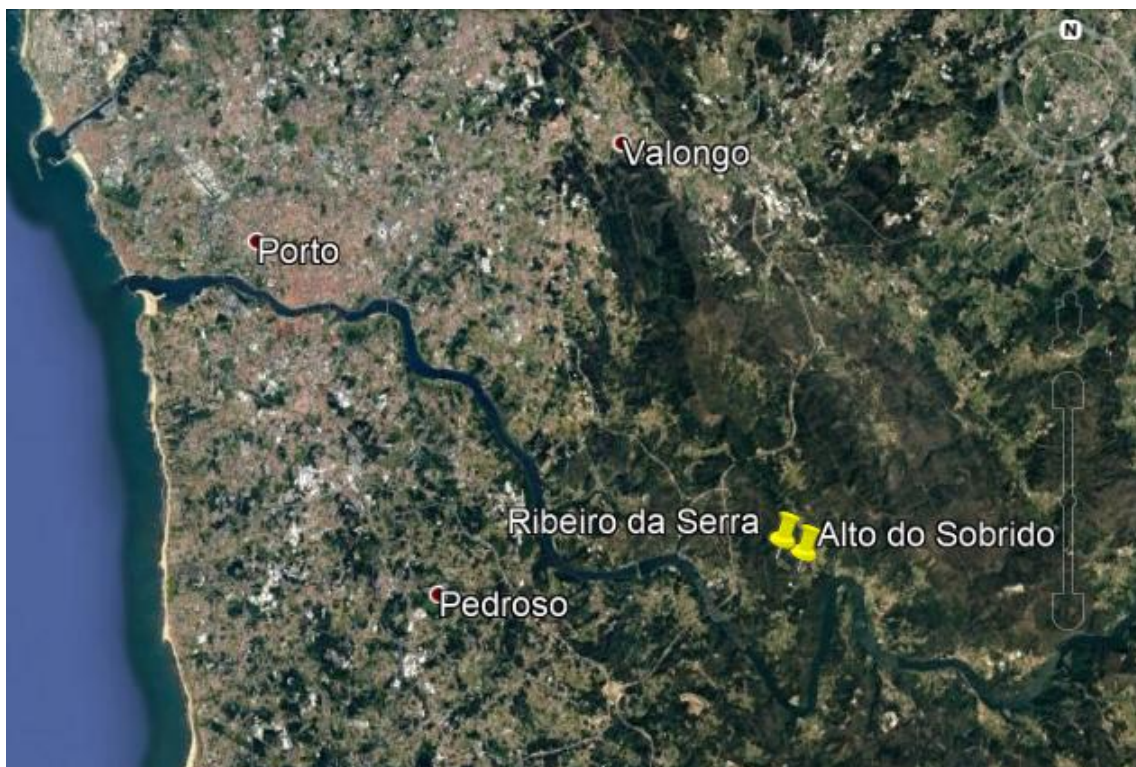


Figura 5 – Localização da área de estudo. Imagem retirada do Google Earth

2. Enquadramento geomorfológico

O contexto geomorfológico da Península Ibérica está condicionado pela existência de um conjunto de unidades morfoestruturais. Estas são, segundo Ribeiro (1979), o Maciço Hespérico, as Cordilheiras Alpinas, as Bacias Cenozoicas e as Orlas Meso-Cenozoicas (figura 6).

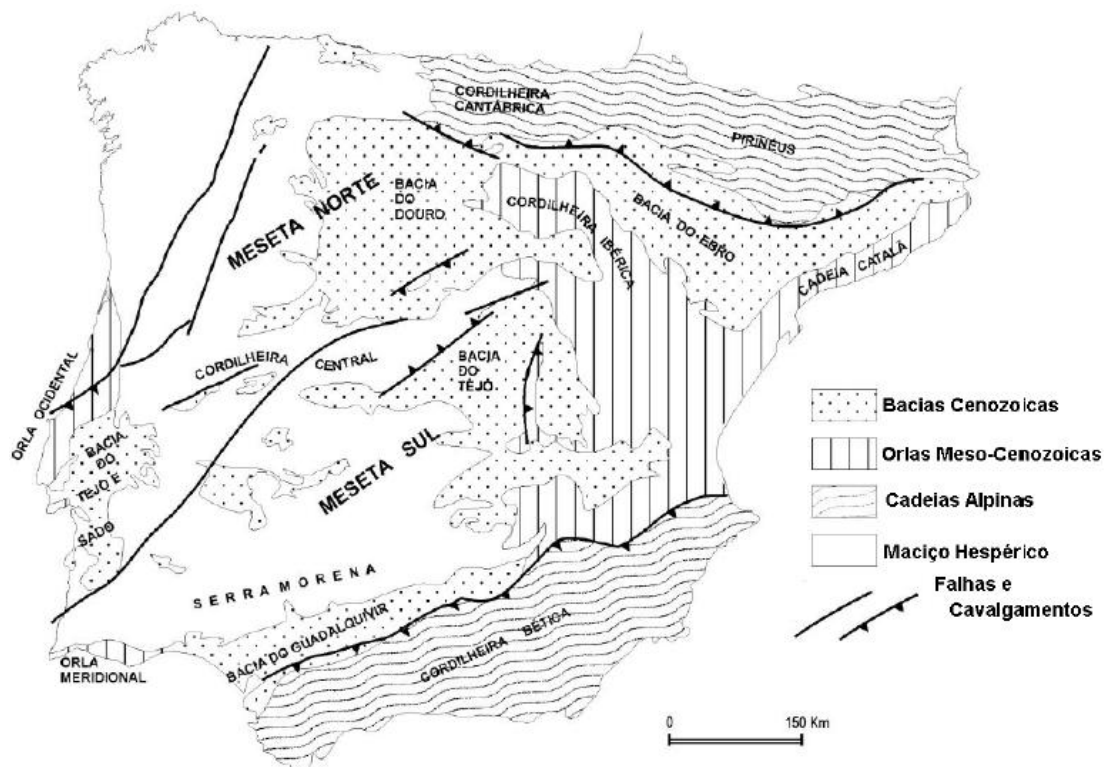


Figura 6 – Unidades morfoestruturais da Península Ibérica (Ribeiro 1979)

A meseta norte do território português é caracterizada, sobretudo, pela ocorrência do Maciço Hespérico e delimitada, a sul, pelo alinhamento de montanhas que constitui a Cordilheira Central. A meseta está condicionada, por um lado, pela orientação regional da Cadeia Varisca, bem marcada pela ocorrência de bancadas quartzíticas do ordovícico e por outro lado, pela imposição da Orogenia Alpina, durante o meso-cenozoico, o que levou a um rejogo das falhas tardi-Variscas, formando os traços morfo estruturais atuais do Maciço Hespérico. Deste modo, a meseta norte, inclinada para o litoral, apresenta um interior recortado por vales encaixados, transitando progressivamente para uma zona costeira de morfologia mais aplanada. Isto deve-se sobretudo a uma adaptação da rede de drenagem ao sistema de acidentes tectónicos,

o que levou a que esta apresente um percurso dominante de orientação NE-SW a NNE-SSW (Ribeiro 1979).

O anticlinal de Valongo é uma estrutura antiforma anticlinal assimétrica com direção NW-SE. O seu eixo tem um ângulo de mergulho de 5 a 15° para NW e apresenta plano axial inclinado 60° a pender para NE. Apresenta assim um flanco inverso (oeste) muito inclinado (sub-vertical) que se prolonga para sul, por cerca de 50 km, onde é recortado pelo maciço granítico de Castro Daire. O flanco normal (leste) inclina cerca de 35° para NE e prolonga-se, por cerca de 20 km, de Valongo até leste de Castelo de Paiva, onde é cortado por granitos Variscos (Ribeiro *et al.* 1987). Este está inserido numa região com uma longa história geotectónica, o que condicionou toda a sua história geomorfológica e a sua morfologia atual (figura 7).

O anticlinal apresenta uma inversão de relevo, a qual se deve a processos tectónicos e de erosão diferencial. Na paisagem podemos assim destacar dois alinhamentos de serras, designadas por Rebelo (1975) como “Serras de Valongo”. O autor destaca ainda a presença de um extenso vale no seu núcleo, ao longo do qual corre o rio Ferreira, pronunciando um elevado contraste de relevo.

No seu núcleo estão as rochas mais antigas, de idade precâmbrica e/ou câmblica. Nos seus flancos ocorrem cristas quartzíticas com orientação preferencial NW-SE, as quais apresentam uma clara prenúncia de resistência à erosão, materializando os alinhamentos de serras já referidos. No flanco ocidental ocorrem as serras das Flores e S. Domingos e no flanco oriental as serras de Pias, de St^a. Iria, das Banjas e parte da Serra da Boneca (Rebelo 1975).

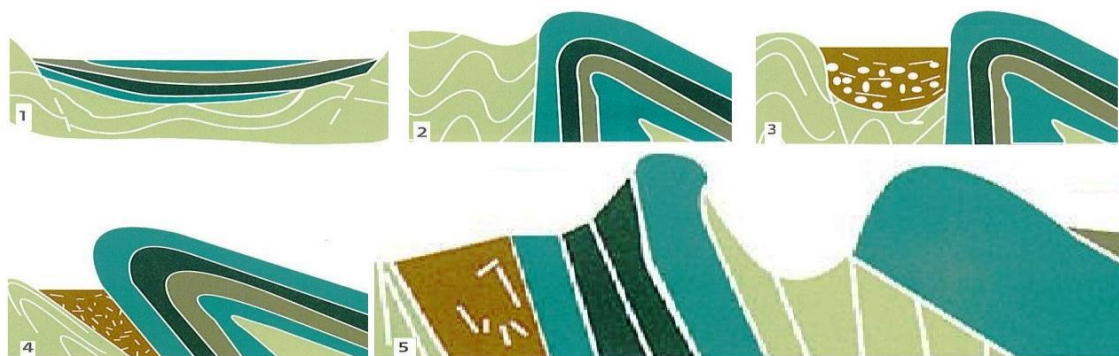


Figura 7 – Evolução geomorfológica e geotectónica do Anticlinal de Valongo (In Couto & Lourenço 2011, adaptado de Couto 1993)

3. Enquadramento geotectónico

Do ponto de vista geotectónico a região de estudo está enquadrada na Zona Centro Ibérica (ZCI), a norte da zona de cisalhamento Porto-Tomar (figura 8). Esta está dominada sobretudo por sequências litoestratigráficas autóctones e pela ocorrência de granitóides. Trata-se de uma zona que esteve sujeita a fortes forças tectónicas provocadas pela orogenia Varisca, a qual levou à formação de várias estruturas de origem tectónica, como é o caso do anticlinal de Valongo.

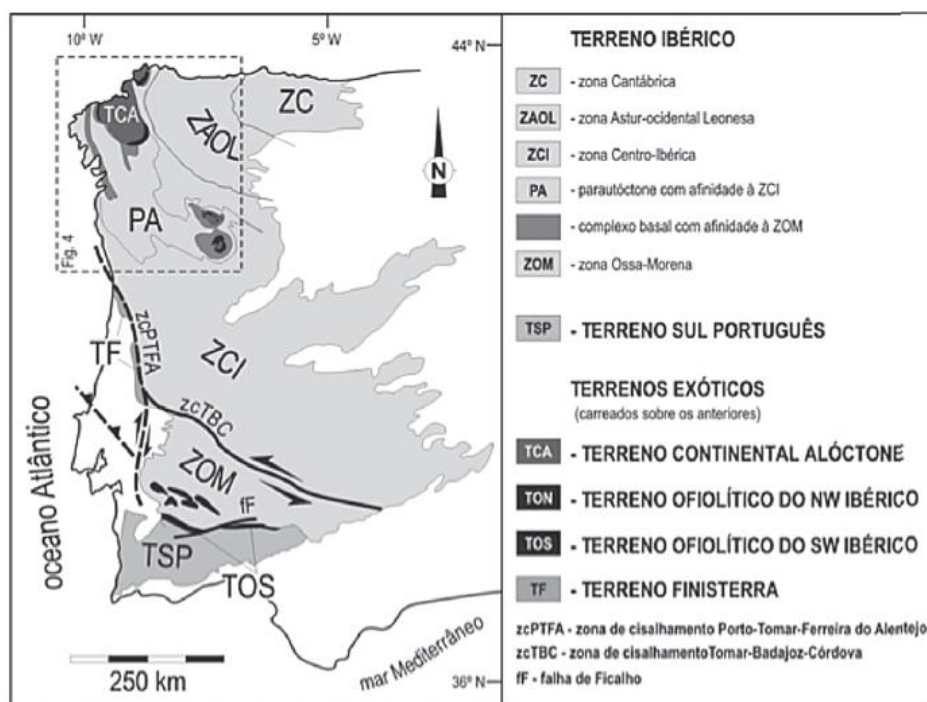


Figura 8 – Unidades estruturais de 1.^a ordem (terrenos) e de 2.^a ordem (zonas) no Varisco ibérico (In Ribeiro 2013; adaptado de Ribeiro & Sanderson 1996 e de Vera 2004)

3.1. Tectónica regional

O Varisco da Zona Centro Ibérica está marcado por duas fases de deformação principais. Sendo estas correspondentes à primeira e à terceira fases de deformação do território português (Ribeiro 1979).

Couto (1993) referiu a existência de uma fase que a autora designou de ante-Estefaniana e outra de pós-Estefaniana. Estas correspondem, respetivamente às fases D1 e D3 defendidas por Ribeiro *et al.* 1987.

A fase de deformação ante-Estefaniana, originou dobras de eixo NW-SE com plano axial vertical, a qual corresponde à formação do anticlinal de Valongo. Esta fase levou à formação de fraturas de tração de orientação N70°, posteriores ao Devónico, onde mais tarde se instalaram filões mineralizadas.

Dias e Ribeiro (2013) falam de uma faixa onde a vergência das dobras D1 se faz de um modo sistemático para SW, fazendo especial referência ao setor onde se inserem as macroestruturas de Valongo.

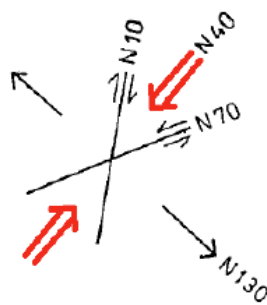
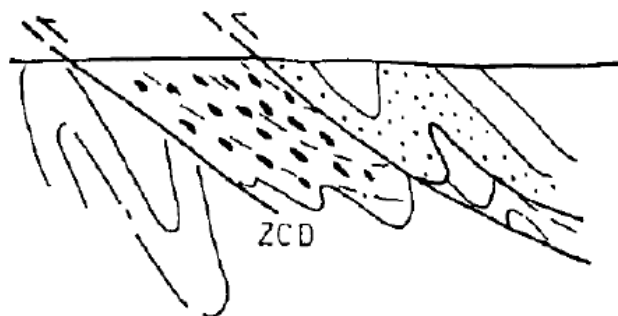
Durante o Carbonífero, ocorreu uma fase de distensão que levou à formação de bacias continentais a oeste do flanco inverso (Couto 1993). A mais extensa dessas bacias é a Bacia Carbonífera do Douro, a qual se encontra datada do Estefaniano C inferior (Wagner & Sousa 1983), e está associada a uma zona de cisalhamento, designada de Zona de Cisalhamento do Douro ou Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão, que terá tido início ainda na primeira fase de deformação. Esta estrutura, com cerca de 85 km de extensão e direção NW-SE, vai desde as imediações da Apúlia (Norte do Porto) até Mioma (NE de Viseu) (Jesus 2003) e está associada ao movimento transpressivo direito do Arco Ibero-Armoricano (Ribeiro *et al.* 2007) representando um dos principais acidentes estruturais do Varisco de Portugal (Dias & Ribeiro 2013).

Mais tarde dá-se uma fase de compressão, fase também designada, segundo Couto (1993) de fase pós-Estefaniana, que levou à compressão da bacia carbonífera conhecida como Bacia Carbonífera do Douro. A autora chama a atenção para a grande importância de controlos estruturais por fraturas relacionadas com a deformação pós-Estefaniana.

Esta fase de deformação levou a um espessamento crustal que originou a formação de magmas graníticos e instalação dos granitos Variscos. Estes mesmos são classificados de acordo com a sua instalação relativamente à fase D3 de granitos ante-D3, sin-D3 ou sin-tectónicos, tardi a pós-D3 ou tardi a pós-tectónicos e pós-D3 ou pós-tectónicos (Ribeiro 1979).

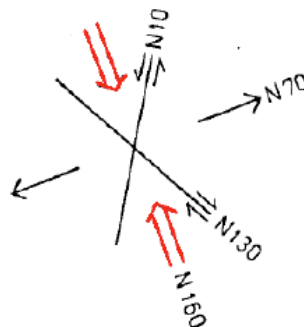
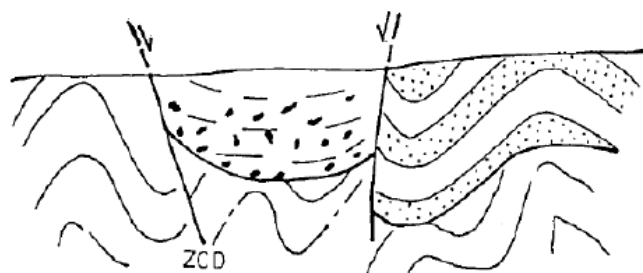
Segundo Couto (1993), os fluídos magmáticos associados à instalação dos granitos Variscos terão contribuído para o transporte dos metais, no caso particular de estudo, de ouro e antimónio. Assim, pode dizer-se que existe uma ligação espacial entre os granitos e as mineralizações. Neste caso não existem granitos aflorantes na área de estudo, mas foi já provado que existem granitos não aflorantes, descobertos numa das galerias da mina de Ribeiro da Serra (Couto *et al.* 1999, 2007).

Compressão pós - Estefaniana $\sigma_1 = N40^\circ$

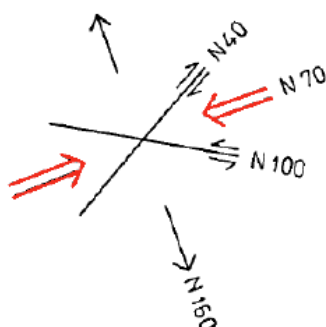
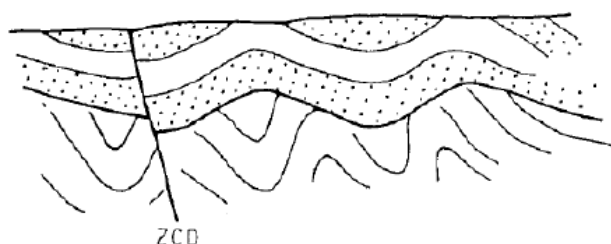


Fase de distensão

formação da Bacia Carbonífera e sedimentação do Carbonífero

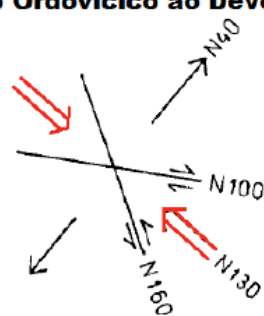
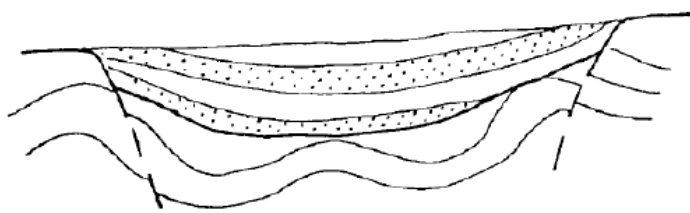


Compressão ante - Estefaniana $\sigma_1 = N70^\circ$



Fase de distensão

Formação de Bacia Ordovícica e sedimentação do Ordovícico ao Devónico



Compressão Fase Sarda $\sigma_1 = N85^\circ$



Carbonífero

Ordovícico-Devónico

Precâmbrico e/ou Câmbrico?

ZCD - Zona de Cisalhamento do Douro

Figura 9 – Evolução geotectónica da região de Valongo e respetivas fases de deformação Variscas (In Silva 2014; adaptado de Couto 1993)

4. Enquadramento geológico

A área de estudo encontra-se representada pela Carta Geológica de Portugal, na folha 13B (Castelo de Paiva) à escala 1:50 000, cujo excerto está presente na figura que se segue.

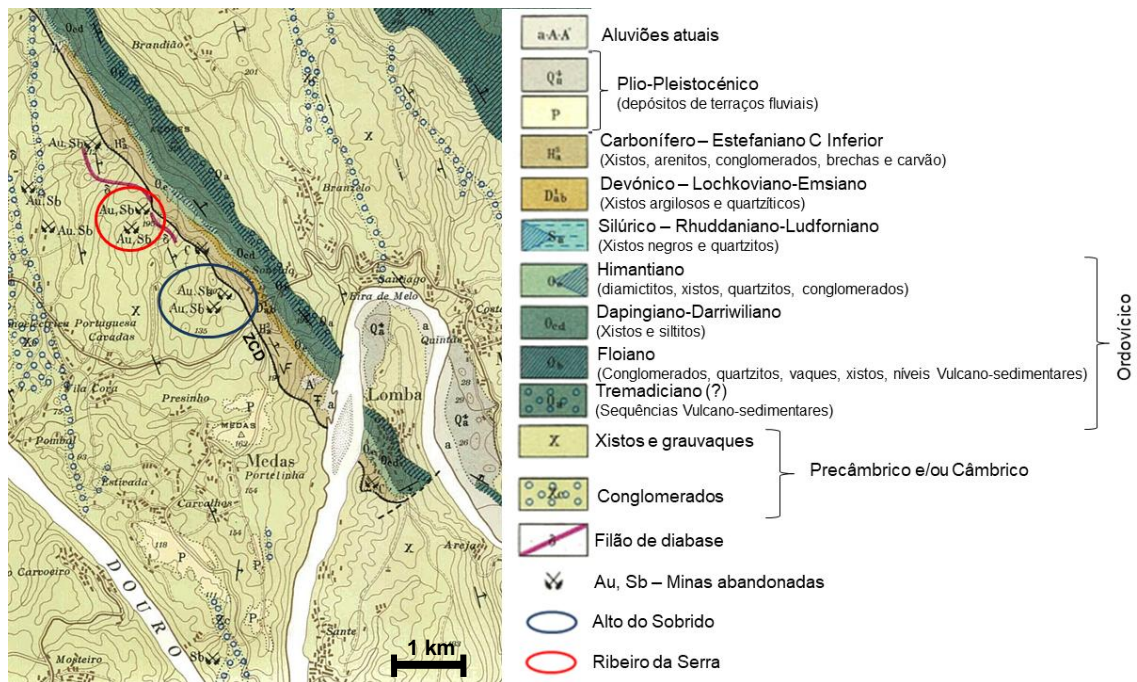


Figura 10 – Excerto da folha 13B da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50000 (adaptado de Medeiros 1964)

A região é caracterizada pela predominância de unidades de metassedimentos do Paleozoico, o qual é constituído por formações cuja idade vai do Ediacário e/ou Câmbrio ao Carbonífero (Couto 1993).

Ferreira (1971) faz uma descrição do domínio metamórfico bordejado por granitos Variscos, referindo o designado Complexo Xisto-Grauváquico, ante-Ordovícico e formações do Ordovícico-Silúrico-Devónico inferior e Carbonífero de fácies continental. Este último encontra-se, representado por conglomerados, arcoses, xistos grafitosos e níveis de carvão.

Precâmbrico e/ou Câmbrio (?)

O Precâmbrico e/ou Câmbrio da região Dúrico-Beirã ocorre no núcleo do Anticlinal de Valongo e a SW do flanco inverso do mesmo, está representado pela Formação de Terramonte (na base da sequência estratigráfica) e pela Formação de Montalto. A Formação de Terramonte apresenta duas associações litológicas, sendo a inferior

constituída por xistos siliciosos com alternâncias de níveis quartzíticos, e a superior por alternâncias de pelitos e vaques quartzíticos com níveis de epiclastitos. A Formação de Montalto, mais aflorante na área que a anterior, pode dividir-se em três associações litológicas distintas. Na base apresenta xistos cinzentos a violáceos, grauvaques finos e rochas vulcânicas, na associação intermédia xistos de cor bege acinzentada com intercalações de arenitos e níveis de xistos acetinados, e na associação superior, conglomerados com níveis de pelitos e arenitos (Couto 1993, Couto *et al.* 2014b).

Ordovício

Apresenta-se em discordância angular com o Precâmbrico e/ou Câmbrio, está presente nos dois flancos do Anticlinal de Valongo e é representado pelas Formações de Santa Justa, Valongo e Sobrido. Couto (2016) descreve a existência de uma sequência vulcano-sedimentar no Ordovício Inferior, subjacente à Formação de Santa Justa. As sequências vulcanoclásticas registam variações de ambientes sedimentares marginais-marinhas associadas à tectónica regional e a processos magmáticos estando associadas a um processo de rifting que poderá ter iniciado no Câmbrio continuando para o Ordovício Inferior (Couto *et al.* 2014a).

- Formação de Santa Justa

Começa com a existência de um conglomerado de base, do Floiano, essencialmente quartzoso e com possanças muito irregulares (marcando fenómeno de transgressão) ao qual se seguem quartzitos maciços vulgarmente designados por "Quartzitos Armoricanos" (Couto *et al.* 2014b).

- Formação de Valongo

Com idade que Dapingiano-Darriwiliano, é essencialmente constituída por xistos e siltitos cinzento-escuro. Aqui a sequência de alternâncias de xistos, vaques e quartzitos do Floiano passa a siltitos de cor rosada, e a siltitos de cor cinza de uma forma muito gradual. Junto ao contato com a Formação de Sobrido é frequente o aparecimento de nódulos, geralmente siliciosos ou fosfatados. Estes estarão relacionados com variações eustáticas que corresponderão a períodos de subida do nível do mar, em que à diminuição do fluxo terrígeno e a sedimentação é dominada por elementos de origem biológica tais como carbonatos e fosfatos (Couto *et al.* 2014b).

Couto (1993) refere a existência de alguns locais com um horizonte ferruginoso a topo destas bancadas com nódulos, que evidenciam erosão e consequente lacuna estratigráfica entre esta formação e a Formação de Sobrido.

- Formação de Sobrido

Com idade hirnantiana, é caracterizada pela ocorrência de dois membros. O membro inferior é constituído por quartzitos com espessuras métricas geralmente lenticulares, siltitos e xistos sobrepostos aos xistos com nódulos da Formação Valongo. O membro superior é constituído por diamictitos maciços, quartzitos e conglomerados (indicadores de fácies proximais) e diamictitos laminados (caraterísticos de fácies distais). Os diamictitos maciços são caracterizados pela presença de horizontes com óxidos de Fe (e por vezes de Mn), fosfatos e chamosite oolítica. Estes servem também de testemunho de ambientes com características glaciogénicas (Couto *et al.* 2013).

Silúrico

Apresenta, de acordo com Couto *et al.* (2013) um contacto com o Ordovícico Superior variável, tratando-se por vezes de um contacto erosivo entre os diamictitos da formação subjacente e quartzitos negros, mas na maior parte dos casos os diamictitos contactam com quartzitos de cor cinza ou com xistos negros deste período. Estes quartzitos e xistos negros apresentam descontinuidade lateral e podem, por vezes, ocorrer com intercalações de metassedimentos de origem glaciária. Estas intercalações nem sempre estão em concordância com a estrutura geral do Anticlinal. Isto sugere a existência de uma superfície de erosão subaérea na transição Hirnantiano – Rhuddaniano, e que a deposição dos xistos negros do Silúrico durante a transgressão terá sido controlada por paleo relevos. O Silúrico é assim constituído por xistos negros (mais a oeste) de idade landoveriana média a inferior (Silúrico Inferior) e por xistos cinzentos com intercalações de ampelitos, liditos e ftanitos (mais a este) de idade Landoveriano e Venloquiano Superior).

Devónico

Está muito pouco pronunciado na região, pois encontra-se restrito a uma faixa estreita e descontínua situada no flanco inverso do Anticlinal de Valongo. Este está presente a noroeste de Ermesinde, onde é designado por Formação de Telheiras. A formação possui dois membros, sendo o membro inferior de idade Lochkoviano, constituído por quartzitos com intercalações de filitos e grés negros micáceos e o membro superior,

de idade Lochkoviano Superior - Emsiano, constituído fundamentalmente por argilitos avermelhados ricos em fósseis marinhos (Couto *et al.* 2013).

Carbonífero

Encontra-se representado pela Bacia Carbonífera do Douro (BCD), a qual se estende desde S. Pedro Fins (Maia) até Janarde (Arouca). Trata-se de uma bacia de origem continental, intramontanhosa, aberta em pull-apart esquerdo (associada à Zona de Cisalhamento do Douro) (Jesus 1986) e com idade Gzheliano (Couto *et al.* 2013). Esta é constituída por rochas sedimentares detríticas de diversas granulometrias (desde conglomerados até xistos) e pela sedimentação de matéria orgânica que terá contribuído para a existência de carvões (com meta-antracites) (Sousa 1978).

5. Enquadramento metalogénico

As mineralizações de Sb-Au ocorrem sobretudo ao longo do flanco inverso (oeste) do anticlinal e na região de Valongo. No flanco normal (leste) ocorrem sobretudo mineralizações de Au-As, com especial destaque junto à zona do periclinal. Ocorrem também mineralizações de Sn-W, junto aos granitos aflorantes e mineralizações de Pb-Zn (Ag), a sul do Douro (figura 11).

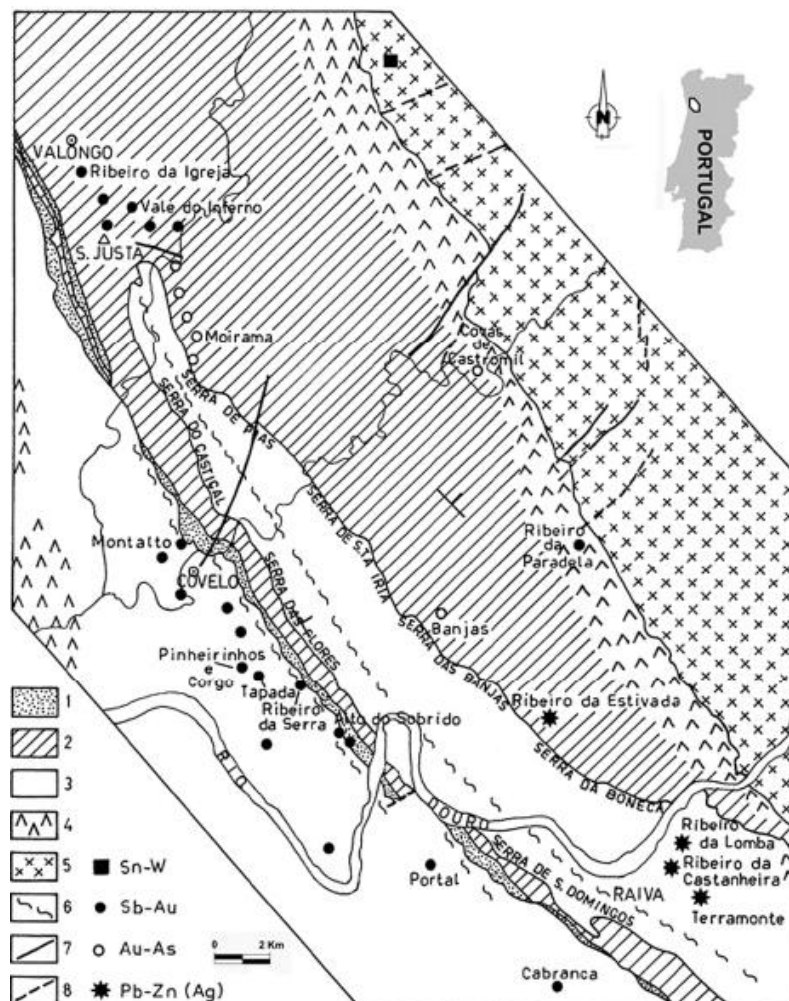


Figura 11 – Enquadramento geológico-estrutural do Distrito Mineiro Dúrico-Beirão, com distribuição das associações paragenéticas e localização dos principais jazigos. 1-Carbonífero; 2-Ordovício-Devónico; 3-Precâmbrico? e/ou Câmbrio; 4- metamorfismo de contacto; 5-granitóides sin- a tardi- F3 (Ferreira *et al.* 1987); 6-cisalhamento; 7-falha; 8-falha suposta. (In Couto 2010; adaptado de Couto *et al.* 1990 e Couto 1993)

Couto *et al.* (1990), fazem referência à existência de dois processos mineralizantes, um processo tardi-Varisco relacionado com a orogenia Varisca, dominado pela

associação Sb-Au ou pela associação Au-As. O outro processo mineralizante está relacionado com a orogenia Alpina, nomeadamente com a abertura do Atlântico. Este terá dado origem a mineralizações plumbi-zincíferas de Pb-Zn ou Pb-Zn (Ag), às quais pode aparecer associada a prata. Ocorrências de ouro, mais ou menos argentífero, estão associadas a diferentes estádios da sequência paragenética, apresentando teores variáveis consoante os minerais a que está associado. Os mesmos autores sugerem ainda a existência de duas gerações para os jazigos de Sb-Au e Au-As. Uma geração hidrotermal de elevadas temperaturas e outra de temperaturas mais baixas, com características epitermais.

No caso das mineralizações de Sb-Au foram identificados quatro estádios de mineralização (estádios ferri-arsenífero, zincífero, plumbi-antimonífero, antimonífero) mais um estágio de remobilização, associado à orogenia Alpina. A sobre-imposição dos fluidos plumbíferos de Pb-Zn sobre as mineralizações de Sb-Au e Au-As preexistentes, como resultado do segundo episódio de mineralização, dá-se segundo as mesmas direções filonianas. Este facto encontra-se evidenciado em Alto do Sobrido, através da existência de sulfossais ricos em Pb resultantes da remobilização do Sb (Couto *et al.* 1990).

Couto *et al.* (1990) detetam a presença discreta de minerais de W-Sn nas ocorrências primárias de Sb-Au e alertam para uma possível ligação genética entre estas e os depósitos de W-Sn associados aos granitos circundantes.

Portugal e Ferreira (1971) referem que espacialmente, se não geneticamente, as mineralizações estão relacionadas com os granitos Variscos pós-tectónicos, que delimitam a faixa Dúrico-Beirã no seu flanco oriental, e que se verifica uma zonalidade na distribuição espacial das mineralizações.

Couto *et al.* (1999) destacam a ocorrência de veios de rochas granitoides albitizados e brechificados na mina de Ribeiro da Serra. Estes veios procuram mostrar a existência de atividade magmática de carácter ácido a anteceder o episódio de mineralização e apoiam a hipótese de relação das mineralizações com os granitos não aflorantes. Esta relação poderá ser descrita pela ascensão de fluidos ao longo de zonas de cisalhamento com remobilização dos metais (figura 12).

As mineralizações de Sb-Au são claramente controladas pelas zonas de cisalhamento, nomeadamente a Zona de Cisalhamento do Douro (a SW do flanco inverso do Anticlinal de Valongo) e a Zona de Cisalhamento de Santa Justa (ao longo eixo do

Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de
Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

anticlinal). Associadas a estes cisalhamentos aparecem rochas vulcânicas que sugerem a existência de um rift (limite divergente) na transição Câmbrio-Ordovícico (Couto *et al.* 2016).

A ocorrência de granitos albitizados na mina de Ribeiro da Serra vem suportar a relação genética das mineralizações com granitos não aflorantes (Couto *et al.* 1999).

As intrusões graníticas terão desempenhado um papel importante na circulação de fluidos hidrotermais, assim como, terão servido como fonte de fluídos magmáticos mineralizados contribuindo para a concentração dos metais (Couto *et al.* 2016).

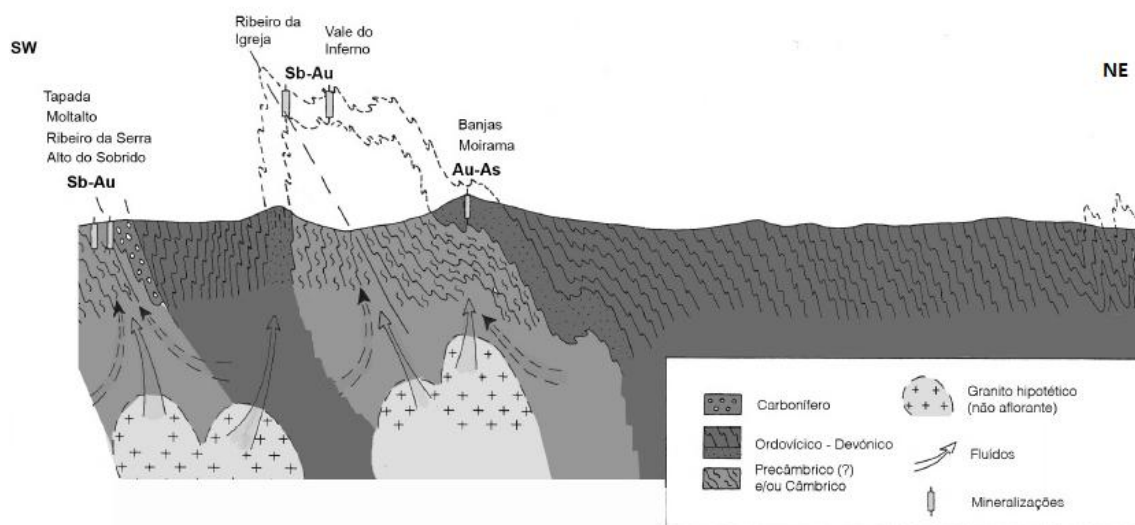


Figura 12 – Perfil geológico transversal ao Anticlinal de Valongo, onde se observam as supostas relações das mineralizações com os granitos não aflorantes (Couto *et al.* 2007)

***Capítulo III –
O setor Alto do Sobrido -
Ribeiro da Serra***

1. Estudos anteriores

As minas de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra caracterizam-se pela proximidade entre elas (cerca de 1 km). Em Ribeiro da Serra apenas afloram as rochas mais antigas do Complexo Xisto-Grauváquico (Formação de Montalto) enquanto em Alto do Sobrido para além destas afloram também as alternâncias de quartzitos e xistos da Formação de Sobrido e a brecha de base do Carbonífero.

1.1. Mina de Alto de Sobrido

Os filões mineralizados de Alto do Sobrido encaixam sobretudo em fraturas de origem Varisca, apresentam direções preferenciais próximas de (E)NE - (W)SW e encaixam nas alternâncias de xistos e quartzitos do Ediacárico e/ou Câmbrico e essencialmente na brecha de base do Carbonífero (estando inseridas junto a zona de contato). A análise química desta última revelou teores em ouro de 2 g/t e apresenta também teores consideráveis de Sb, As e Pb (Couto e Borges 2005).

Segundo Ferreira & Andrade (1970) as mineralizações ocorrem em seis estruturas principais e para além destas, em diáclases, foliações das rochas do encosto e em digitações dessas mesmas estruturas principais de origem filoniana. Os mesmos autores fazem também referência ao término das mineralizações quando estas atingem as camadas incompetentes do Carbonífero, constituídas por xistos grafitosos/fossilíferos.

No que respeita a controlos estruturais, Ferreira & Andrade (1970) falam numa arquitetura tectónica marcada por dobramentos isoclinais e pela ocorrência de cisalhamentos antes e após o preenchimento de fraturas que resulta no aparecimento de texturas induzidas por cisalhamento. Couto (1993) também referiu um importante controlo estrutural por fraturas relacionadas com a orogenia Varisca, nomeadamente relacionadas com a deformação pós-Estefaniana (ver figura 9).

Aqui existem duas galerias principais, com destaque para a galeria 2 (figura 13), onde ocorre o filão mais extenso, mais possante e mais bem mineralizado, que Ferreira & Andrade (1970) descrevem na estrutura VI.

Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de
Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

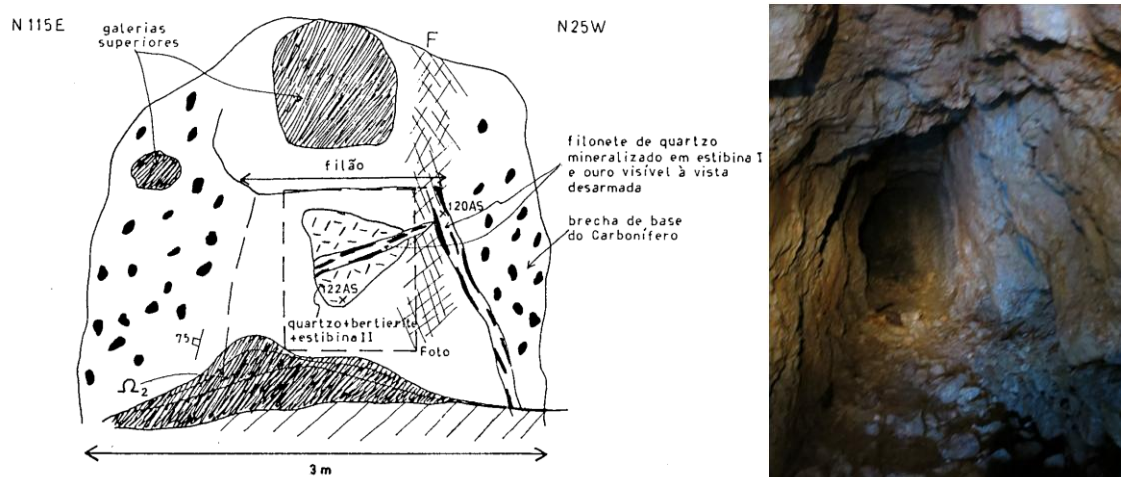


Figura 13 – Esquema da frente da galeria 2 (à esquerda) em 1993, posteriormente desmantelada, onde se observava o filão mineralizado encaixado na BB do Carbonífero (In: Couto 1993); À direita temos uma imagem do interior de uma das galerias superiores (Foto Helena Couto)

Couto (1993) apresenta cinco estádios de evolução paragenética da mineralização (ver tabela 1). O primeiro corresponde a um estágio ferri-arsenífero dominado pela presença de pirite I, sem grande importância para as mineralizações. O estágio zinífero, mencionado anteriormente não se encontra presente em Alto do Sobrido. Segue-se então o estágio plumbi-antimonífero com rara jamesonite. A mesma autora descreve a existências de dois estádios antimoníferos separados por um episódio de fracturação entre a deposição da berthierite (estádio antimonífero 1) e da estibina (estádio antimonífero 2). Por último ocorre um estágio de remobilização tardio, que corta nitidamente a estibina e a berthierite e resulta na deposição de uma sucessão de sulfossais, cristais lamelares de marcassite (resultantes da pseudomorfose da pirrotite) e na decomposição da berthierite em estibina II + blenda II, sem pirite. Esta alteração pode ser explicada pela possível ocorrência de lixiviação de Sb por uma solução rica em Zn e sem Pb. A berthierite apresenta-se acicular e a estibina em massas ou sob a forma de cristais colunares (por vezes de grandes dimensões).

Destaca-se também a ocorrência de ouro pouco argentífero em associação a minerais de alteração supergénica, nomeadamente óxidos de antimónio (Couto 1993).

Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de
Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

Tabela 1 – Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Alto do Sobrido (Couto 1993)

estádio	1 Ferri- arsenífero	2 Plumbi- antimonífero	3 Antimonífero I	4 Antimonífero II	5 Remobilização
Quartzo					
Cassiterite?					
Pirite I					
Pirrotite					
Jamesonite	F				Marcassite
Quartzo					Estibina II
Berthierite					Blenda II
					Antimónio
Quartzo			F		
Pirite II					
					Fülöppite
					Zinkenite
Estibina I					Plagionite
					Semseyite
					Pirargirite?
Ouro				F	F → Ouro

1.2. Mina de Ribeiro da Serra

Esta mina encontra-se situada em formações do Ediacário e/ou Câmbrio (Formação de Montalto), onde se destacam essencialmente alternâncias de xistos e quartzitos (Couto 1993), e ao contrário de Alto do Sobrido está mais afastada do contacto com o Carbonífero.

Os filões deste jazigo têm direções principais N-S (ocorrendo também alguns filões E-W com alguma produtividade). Alguns destes filões preenchem fraturas relacionadas com a fase sarda que foram posteriormente rejogadas. O filão principal (designado por filão César), de orientação N10E, corresponde a uma brecha constituída pelos xistos e quartzitos do encaixante que terá sido posteriormente preenchida por quartzo branco lenticular - este processo de brechificação está relacionado com o cisalhamento direito associado à deformação pós-Estefaniana (Couto 1993). Cabral (1883) referiu este filão como tendo cerca de 70 cm de espessura e até 30 cm de estibina maciça. Para além deste filão fez também referência a outros filões, uns também produtivos e outros que surgem com antimónio escasso sendo assim designados de filões Ladrões.

Com mais de 1700 metros de galerias e um poço mestre circular com cerca de 120 metros de profundidade, a exploração nesta mina terá atingido cerca de 100 metros de profundidade, sendo que a partir dos 70 metros houve um empobrecimento na

mineralização (Carvalho 1964, In Couto 1993). Esta mina apresenta uma extensa rede de galerias dispostas em cinco pisos e alguns poços, sendo as galerias principais de orientação N-S e E-W (na figura 14 pode ver-se o estado atual da entrada de acesso a estas galerias).



Figura 14 – Entrada que dava acesso às galerias N-S e E-W (à esquerda) e poço ascendente situado junto desta mesma entrada (à direita). (Foto captada por Helena Couto numa visita ao campo realizada no decorrer deste trabalho)

Couto (1993), define apenas 3 estádios de mineralização (ver tabela 2). Tal como já foi referido anteriormente o estágio ferri-arsenífero revela pouca importância. Temos assim um estágio antimonífero com berthierite e estibina (nitidamente dominante). Ao contrário do que acontece em Alto do Sobrido, não foram detetadas evidências de fraturação, entre a deposição da berthierite e a deposição da estibina. O estágio de remobilização afeta sobretudo a berthierite.

É de destacar a existência de uma geração de ouro tardia associada à berthierite e à estibina, assim como a presença de aurostibite (Couto *et al.* 1990)

Tabela 2 – Sucessão paragenética e evolução geoquímica das mineralizações de Ribeiro da Serra (Couto 1993)

estádio	1	2	3
minerais	Ferri-arsenífero	Antimonífero	Remobilização
Quartzo			
Arsenopirite I			
Pirite I			
Pirrotite			
Quartzo	F		
Carbonatos			
Berthierite			
Estibina I			
Ouro			
Aurostibite			

2. Apresentação das sondagens estudadas

O estudo para a avaliação de um depósito mineral implica muitas vezes a realização de uma campanha de prospeção de modo a determinar os teores e a distribuição do(s) elemento(s) que se pretende(m) avaliar.

Um método muito utilizado na prospeção de jazidas de minerais metálicos (como é o caso) é a realização de furos de sondagem. No local do estudo aqui apresentado foram efetuadas pela empresa Almada Mining, S.A. várias sondagens, das quais fazem parte os testemunhos de sondagem cedidos pela mesma para a realização deste trabalho.

A empresa Almada Mining S.A., efetuou quatro sondagens em Alto do Sobrido e duas em Ribeiro da Serra entre os anos de 2013 e 2014. Todas as sondagens efetuadas quer num local quer noutro foram realizadas à superfície através do método de rotação. Este método utiliza coroas diamantadas e permite a realização de uma amostragem contínua e com maior percentagem de recuperação. Neste caso foram utilizados amostradores com parede tripla de modo a evitar a lavagem do ouro.

A nomenclatura usada pela empresa para denominar as sondagens é composta por uma sigla composta por duas letras, em que a primeira diz respeito à identificação do local e a segunda à localização da sondagem (se esta foi feita a partir da superfície ou num poço/galeria). Ainda na identificação das sondagens temos a sigla seguida de dois números que dizem respeito ao ano de elaboração do furo e dois outros que dizem respeito ao número da sondagem. Tomemos o exemplo da figura 15, onde podemos ver o que acaba de ser descrito. No caso de uma sondagem proveniente de Ribeiro da Serra a sigla será “RS”. Note-se que o “S” significa que a sondagem foi feita a partir da superfície e nada tem a ver com o nome do local.



Figura 15 – Esquema com a explicação do nome dado a uma sondagem proveniente de Alto do Sobrido

2.1. Descrição das sondagens

Os testemunhos utilizados neste estudo correspondem às sondagens AS1301, AS1302, AS1401, AS1402 e RS1402, cujos mapas fornecidos pela empresa Almada Mining S. A. estão presentes nos anexos (ver anexos 1 e 2). Nestes podemos ver a localização das sondagens assim como consultar outras informações importantes acerca das mesmas e da área de estudo.

À medida que se avança com a sondagem os testemunhos vão sendo colocados em caixas de forma organizada e são anotadas todas as informações importantes para que seja feita uma classificação organizada do material obtido. Estas informações são registadas num processo denominado de *logging* que possibilita um estudo detalhado e organizado.

Uma vez concluídos os *logs* de sondagem podemos utilizar amostras representativas de cada testemunho para a realização dos mais variados ensaios laboratoriais de modo a efetuar uma análise mais detalhada dos mesmos.

Um *log* de sondagem (tabela 3) apresenta informação variada, desde: a) dados relativos à sondagem, tais como localização da boca da sondagem (figura 16), profundidade e orientação (apresentando as variações de direção/inclinação em profundidade); b) litologias atravessadas (em profundidade); c) estruturas atravessadas em profundidade, tais como falhas, filões ou galerias; d) resultados de análises químicas (para Au e Sb neste caso); entre outros dados relevantes.

Tabela 3 – Exemplo de um *log* de sondagem

(Nome sondagem)		Geólogos:				Comprimento total:				Início:		Final:	
XHG:		; YHG:		; Zm:		Diâmetro:		Dir/Incl. Inicial:		Dir/Incl. Final:			
(m)	Gráfico	Lit.	Est. FR		Alteração					Amostragem			Comentários
			°		Clr	Sil	Car	Ox	Arg	De	A	Análise	
1		At											0,00 – 1,90 – Material de aterro com fragmentos de brecha muito alterada.
2		BB											1,90 – 4,92 - Brecha de base do Carbonífero pontualmente com filonetes de Qz irregulares e mm.
3		BB	90										
4		BB											
5		XG											4,92 – 6,30 – Psamito cinzento (quartzito) com laminação fina; oxidação em pontuações.



Figura 16 – Boca de sondagem em Alto do Sobrido

Os dados fornecidos pela empresa Almada Mining S.A. incluem os *logs* das sondagens AS1301, AS1302 e AS1401 (em anexo). De acordo com esta informação apresenta-se em seguida uma breve descrição das mesmas.

Sondagem AS1301 (anexo 3)

Esta sondagem inicia-se na brecha de base do Carbonífero com a presença de xistos e com clastos apresentando por vezes zonas silicificadas ou com a presença de óxidos de ferro. Ao aproximar-se dos 20 m de profundidade atinge as rochas do Câmbrio que são maioritariamente psamíticas por vezes com alternâncias mais pelíticas. As zonas mineralizadas encontram-se aproximadamente entre os 80 e os 120 metros e entre os 138 e os 144 metros. Nestas zonas surgem filões com diferentes espessuras e diferentes teores de Au-Sb, sendo que o filão principal encontra-se aproximadamente aos 90 metros e está mineralizado em estibina. Este último apresenta (com base nos resultados da análise química) teores elevados em Sb e teores consideráveis em Au.

Sondagem AS1302 (anexo 4)

Tem início também na brecha de base com clastos arredondados e muito heterogéneos. Aos 12 metros atinge os xisto-grauvaques com psamitos mais ou menos grosseiros apresentando por vezes zonas de esmagamento com sulfuretos ou veios de quartzo de exsudação. Apresenta três zonas mineralizadas, em que a primeira vai dos 76 aos 96 metros, a segunda vai dos 120 aos 150 metros e finalmente a terceira que vai desde os 170 aos 194 metros. Nas zonas mineralizadas aparecem filões de quartzo leitoso ocasionalmente com sulfuretos e carbonatos.

Sondagem AS1401 (anexo 5)

Esta sondagem tem início em xistos do Carbonífero com alternâncias de cor e de alteração estando por diversas vezes argilizados. Seguem-se alternâncias entre xistos cinzentos e a brecha de base até que a partir dos 30 metros apenas se observa brecha de base que se prolonga até aos 64 metros. Entre os 44 e os 47 metros encontra-se um filão de quartzo leitoso rico em sulfuretos de antimónio e pontualmente com pirite. Este encontra-se oxidado devido à alteração dos minerais de antimónio (alteração da berthierite). As rochas do CXG surgem aos 65 metros apresentando alternâncias entre psamitos e pelitos com ocorrência de um filão brecha entre os 79 e os 81,5 metros. Este filão apresenta cor avermelhada resultante da alteração dos sulfuretos de antimónio. Entre os 100 e os 115 metros volta a interetar-se a brecha de base a qual apresenta filonetes irregulares com quartzo e carbonatos. Na continuação da sondagem aparecem novamente xistos-grauvaques geralmente mais pelíticos com ocorrências de filonetes de quartzo, de carbonatos e ainda de zonas ricas em pirite.

2.2. Descrição macroscópica dos testemunhos estudados

Neste ponto apresenta-se uma breve descrição macroscópica dos testemunhos estudados. As amostras usadas neste estudo estão indicadas na tabela que se segue.

Tabela 4 – Informação relativa aos testemunhos e respetivas sondagens

Sondagem	Caixa	Nº de amostra	Profundidade (m)
AS1301	CX 22	65; 66 e 67	87,80; 88 e 89
	CX 24	76	97,1
AS1302	CX 15B	-	54,2
	CX 29	-	113,05
AS1401	CX 13	253 e 254	46,7 e 49,3
	CX 15	39	52,7
AS1402	CX 31	380	11,2
	CX 52	419	184,05
RS1402	CX 5	458	-
	CX 24	- , -	86,55
	CX 43	-	154,65
	CX 100	-	358,75
	CX 103	-	370,20
	CX 104	-	373,90
	CX 111	-	396,95

Numa fase inicial do trabalho procedeu-se à análise macroscópica dos testemunhos fornecidos. Esta informação serviu de guia para entender que estruturas estavam presentes de modo a servir de guia para termos uma ideia do que iríamos ver nas lâminas e também para nos ajudar a perceber se existem controlos estruturais e/ou estratigráfico. Essa breve análise encontra-se descrita na tabela 5.

Tabela 5 – Descrição macroscópica dos testemunhos estudados

Nº de Caixa/Amostra	Descrição do testemunho
Alto do Sobrido	
Cx 22; Am 65	Filonete de quartzo em pente com berthierite? Encaixado em alternâncias negras com pirite
Cx 22; Am 66	Estruturas sigmóides de quartzito em encaixante pelítico. Com filonetes com pirite e com filonete mineralizado em berthierite?.
Cx 22; Am 67	Quartzito com níveis pelíticos, com filão de quartzo mineralizado em estibina e berthierite? /pirite na rocha encaixante no contacto com o filão.
Cx 24; Am 76	Filão de quartzo mineralizado em estibina e berthierite?.
Cx 15B	Brecha com quartzo e elementos de rocha cortada por filonetes com pirite.
Cx 29	Quartzo geódico com estibina em quartzito. Com pirite.
Cx 13; Am 253	Quartzo mineralizado em berthierite em quartzito. Pirite no quartzito.
Cx 13; Am 254	Filonete de quartzo com berthierite (em forma de agulhas e em massas) e estibina? em quartzito. Com pirite e carbonatos.
Cx 15; Am 39	Brecha do Carbonífero recortada por filonetes de quartzo e carbonatos.
Cx 31; Am 380	Rocha encaixante brechificada (com estibina? dissiminada) recortada por filonetes de quartzo (concordantes com S0) e de estibina?. Pirite no contacto.
Cx 52; Am 419	Quartzo mineralizado em contacto com alternâncias laminadas. Com berthierite? e pirite.
Ribeiro da Serra	
Cx 5; Am 458	Quartzito com alternâncias pelíticas com filonete de quartzo com estibina? Filonete corta S0.
Cx 24	Zona brechificada com mineralização. Blenda+estibina+carbonatos; Filito mosqueado cortado por filonete de quartzo.
Cx 43	Filito cortado por filonete de quartzo geódico/córneo com pirite e carbonatos
Cx 100	Quartzito recortado por filonete de quartzo geódico com estibina e carbonatos.
Cx 103	Bancada de quartzito entrecalada em xistos. Com sulfuretos (essencialmente pirite) e carbonatos.
Cx 104	Alternâncias pelíticas recortadas por filonetes de quartzo (cortam S0) e carbonatos.
Cx 111	Contacto de alternâncias laminadas (contendo clorite?) com quartzito recortados por filonetes de quartzo mais tardios com carbonatos.

Com base na análise descrita na tabela anterior podemos observar que em Alto do Sobrido os sulfuretos de antimónio aparecem geralmente em filões/filonetes de quartzo enquanto a pirite surge maioritariamente na rocha encaixante ou mais raramente no contato do encaixante com os filonetes de quartzo.

Em Ribeiro da Serra aparecem filonetes de quartzo geódico muitas vezes preenchidos por carbonatos, o que não ocorre em Alto do Sobrido. Relativamente aos sulfuretos, o mais comum é a pirite e no que respeita aos sulfuretos de antimónio estes são mais raros.

3. Estudo petrográfico

Como já mencionado anteriormente foram seleccionadas amostras provenientes de cinco sondagens. No total foram realizadas 20 lâminas polidas em que doze destas correspondem às sondagens de Alto do Sobrido e as restantes correspondem às de Ribeiro da Serra.

A partir da análise da tabela 6 é possível observar as sondagens e o nome das respetivas lâminas fabricadas.

Tabela 6 – Identificação das lâminas polidas

Sondagem	Lâmina	Sondagem	Lâmina
AS1301	AS65	AS1402	AS380
AS1301	AS66	AS1402	AS419
AS1301	AS67A	RS1402	RS458
AS1301	AS67B	RS1402	RS24A
AS1301	AS76	RS1402	RS24B
AS1302	AS15B	RS1402	RS43
AS1302	AS29	RS1402	RS100
AS1401	AS253	RS1402	RS103
AS1401	AS254	RS1402	RS104
AS1401	AS39	RS1402	RS111

O estudo petrográfico foi realizado quer em luz transmitida quer em luz refletida com o intuito de identificar os principais minerais (quer os metálicos, quer os não metálicos) e procurar relações entre as estruturas mineralizadas e o encaixante.

Sondagem AS1301

A esta sondagem correspondem cinco lâminas provenientes de quatro amostras, sendo que a partir da amostra AS67 foram feitas duas lâminas.

- **AS65 – Alternâncias negras de xisto com pirite recortadas por filonete de quartzo em pente**

Esta amostra apresenta alternâncias de xisto pelítico (possível filito) com níveis mais ricos em quartzo. Apresenta ainda pirite na rocha encaixante e dois filonetes de quartzo preenchidos por sulfuretos de antimónio (figura 17).

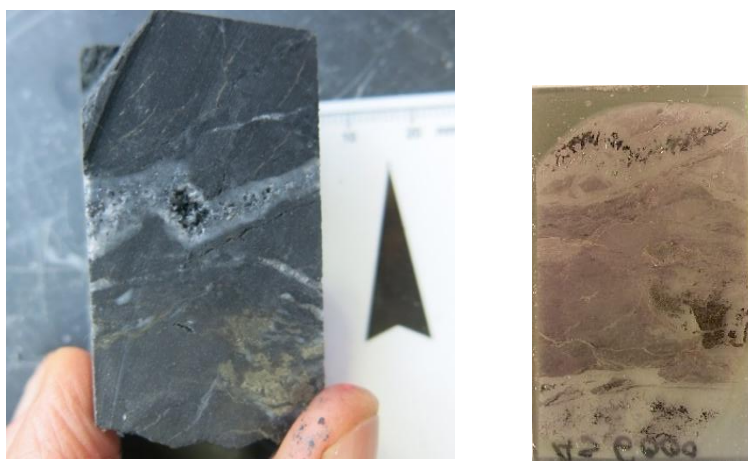


Figura 17 – Amostra AS65 e respetiva lâmina polida (após metalização com ouro)

A rocha encaixante possui muita sericite e alguma moscovite que será resultado da recristalização da primeira. Relativamente aos filonetes de quartzo, estes apresentam estrutura em pente e no seu interior ocorre estibina II em abundância (figura 18c e 18d). Surgem ainda pequenas “agulhas” que serão possivelmente berthierite ou estibina II.

A estibina II (Sb_2S_3) é resultante da alteração da berthierite (FeSb_2S_4), que ocorre devido à perda de ferro e enxofre por parte da berthierite.

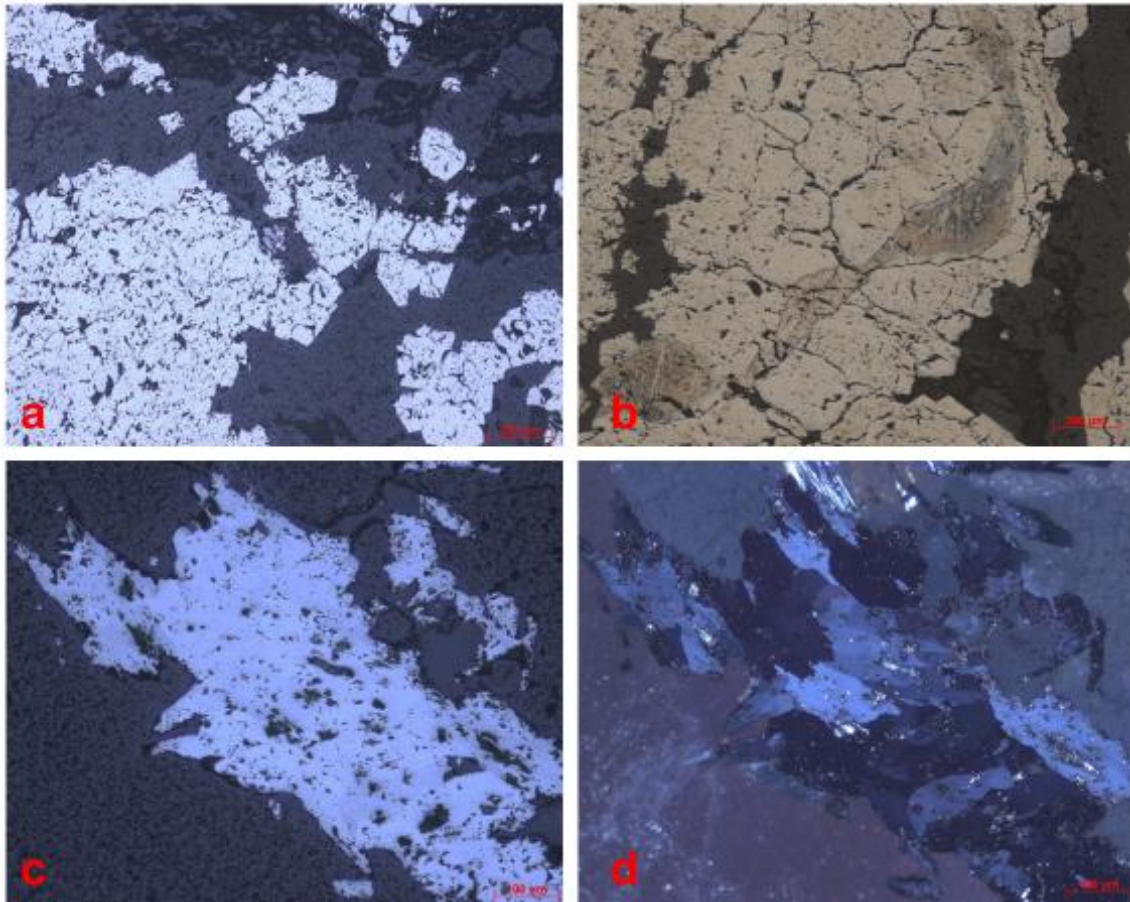


Figura 18 – Microfotografias obtidas no microscópio ótico. Minerais metálicos através de luz refletida: a,c) pirite (em nicóis paralelos-N//); c) estibina II (N//); d) estibina II (em nicóis cruzados-NX)

- AS66 – Alternâncias de xisto e quartzito com filonetes mineralizados

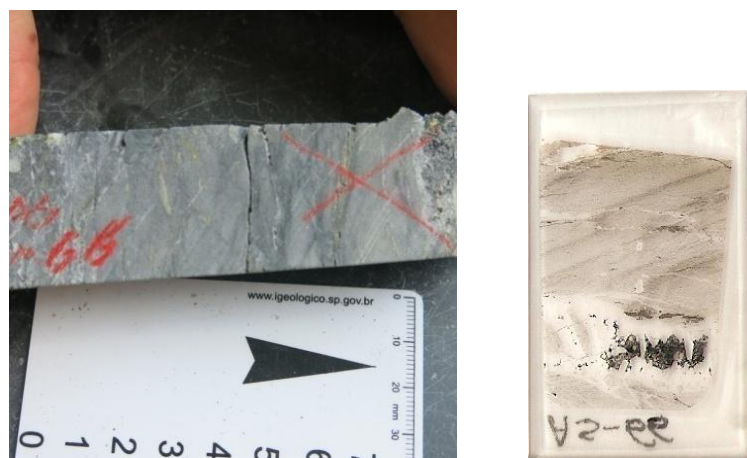


Figura 19 – Amostra AS66 e respetiva lâmina polida

Destaca-se a ocorrência de estruturas signóides de quartzito impuro com alguma moscovite, alternando com zonas pelíticas ricas em pirite (figura 20a). É possível visualizar também a ocorrência de filonetes com estibina II e berthierite (figura 20c e 20d), por vezes cortados por filonetes de quartzo (figura 20b).

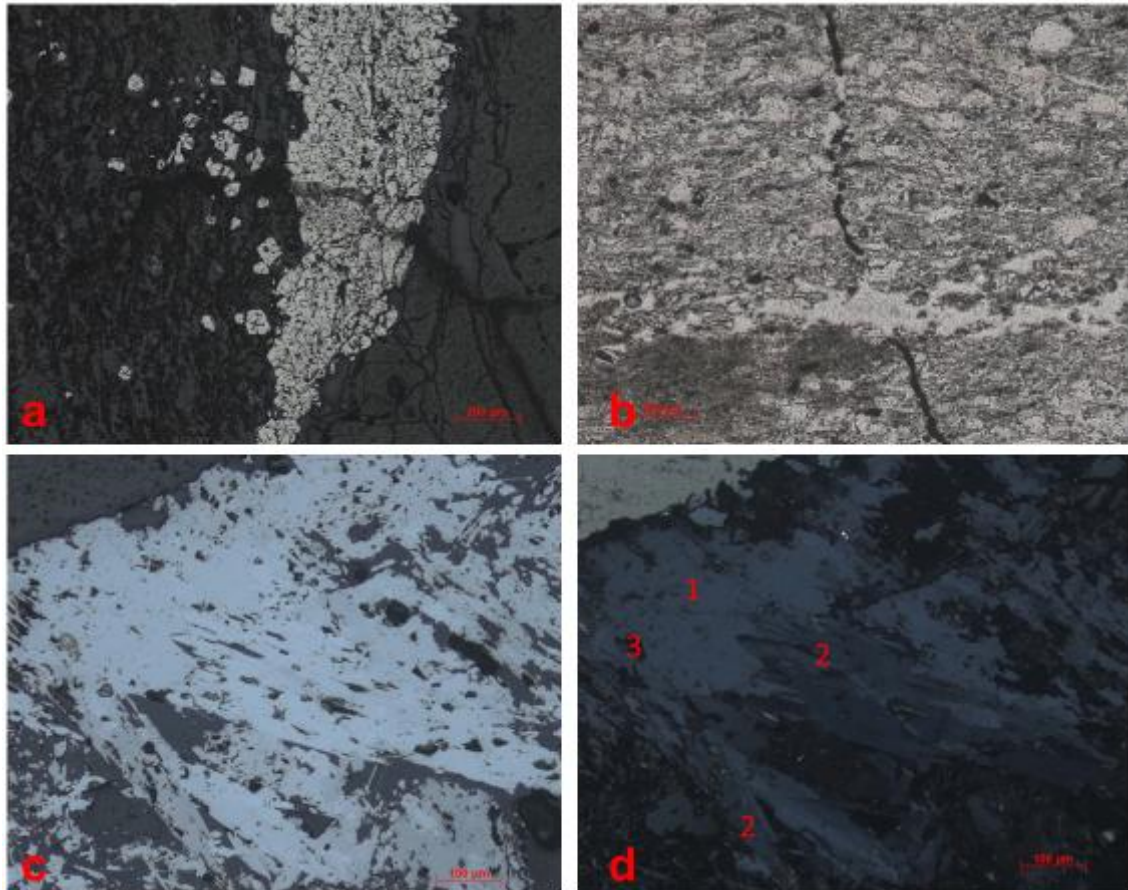


Figura 20 – Microfotografias: a) pirite (em luz refletida-LR e N//); b) filonete de estibina cortado por filonete de quartzo (em luz transmitida-LT e N//); c,d) estibina II (1), berthierite (2) e pirite (3) (LR; N// e NX, respetivamente)

▪ AS67A – Quartzito impuro com níveis pelíticos

A rocha apresenta uma zona mais pelítica, mais frágil, por onde se instalaram um filonete com sulfuretos de antimónio e outro com pirite (figura 21).

O encaixante é constituído por um quartzito muito impuro de grão muito fino, com micas abundantes, nomeadamente moscovite. A cortar a rocha encontra-se um filonete de quartzo com estibina II e alguma berthierite residual, o qual é cortado por um outro filonete de quartzo (figura 22a e 22b). Ocorrem ainda no contacto do

quartzito com o nível mais pelítico, filonetes com pirite (figura 22c e 22d). Pode destacar-se ainda a existência de óxidos de titânio dissimulados na rocha encaixante.

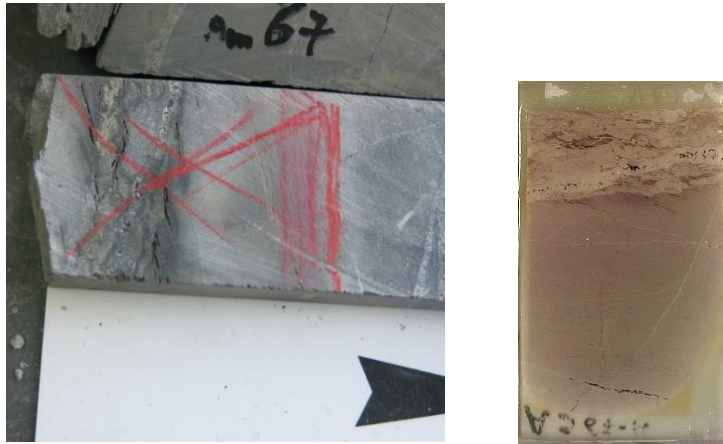


Figura 21 – Amostra AS67A e respetiva lâmina polida

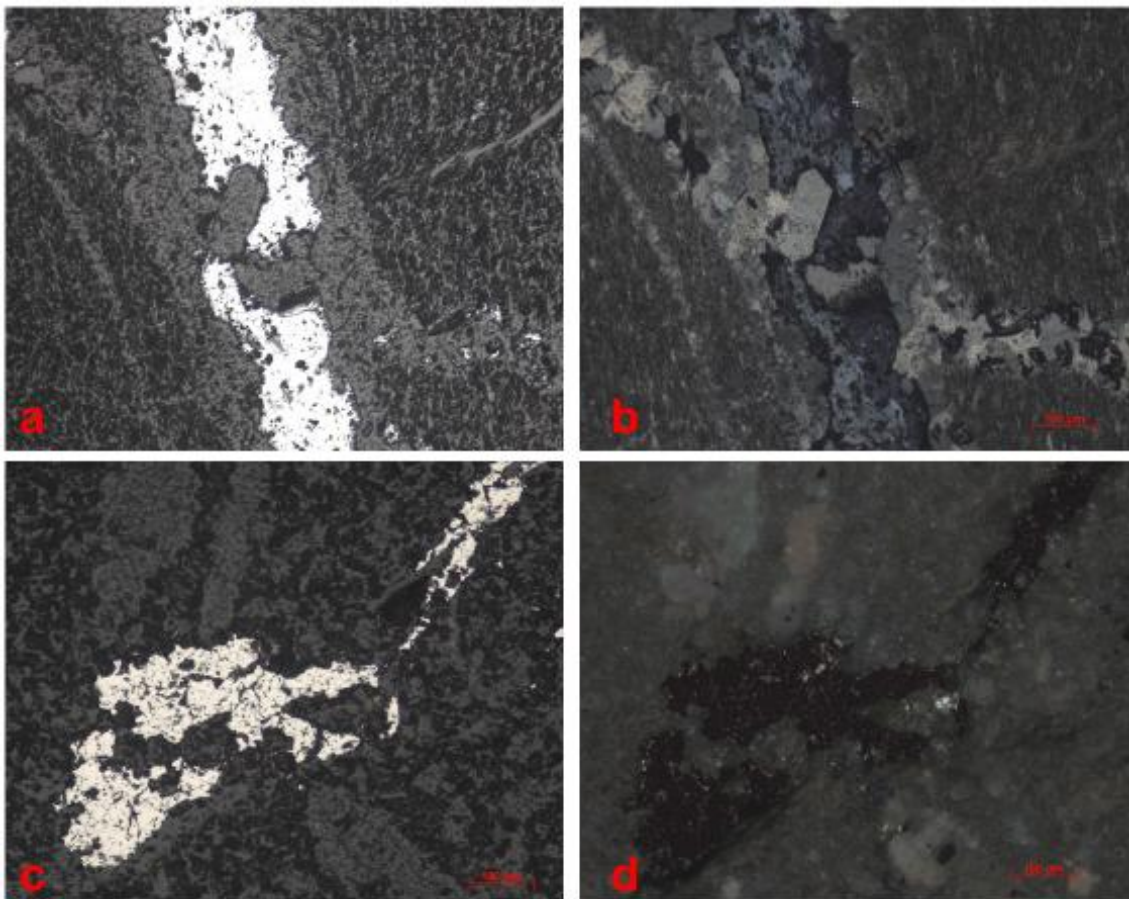


Figura 22 – Filonete de quartzo com estibina II: a,b) em N// e NX, respetivamente; Pirite: c,d) em N// e NX, respetivamente

▪ **AS67B – Filão de quartzo mineralizado**

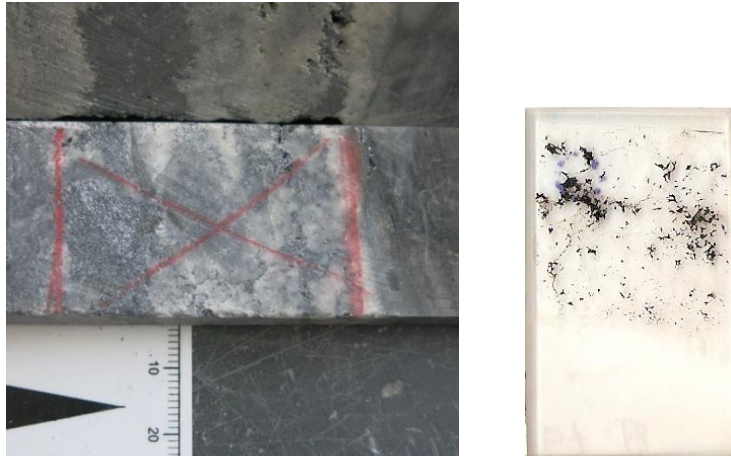


Figura 23 – Amostra AS67B e respetiva lâmina polida

A base desta lâmina é composta por uma matriz essencialmente quartzosa. No que respeita aos sulfuretos presentes na amostra destaca-se a abundância de estibina II (figura 24c e 24d). Para além desta aparece ainda alguma estibina I e berthierite em estado de alteração, onde é bem visível este fenómeno (figura 24a e 24b). Como resultado desta alteração surge uma pirite tardia, do tipo melnicovite (colomórfica). Ainda nesta lâmina é possível observar esfalerite em teores residuais, a qual apesar de ser um sulfureto de zinco pode apresentar ferro na sua composição e estar intimamente relacionada com a alteração da berthierite.

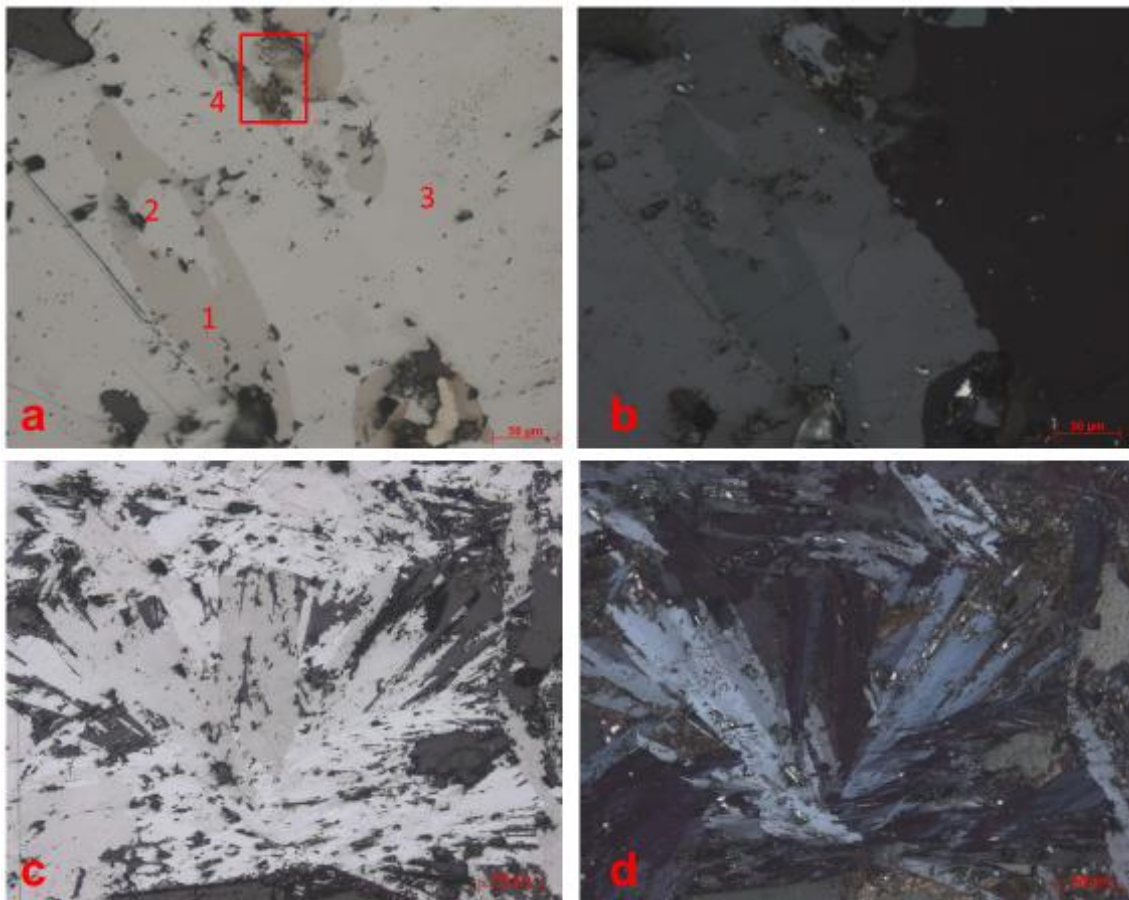


Figura 24 – Imagens em luz refletida: a,b) estibina I (3), estibina II? (2), berthierite (1) e melnicovite (4), em N/ e NX, respetivamente; c,d) estibina II, em N/ e NX, respetivamente

▪ AS76 – Filão de quartzo mineralizado

Esta amostra caracteriza-se por representar o possante filão de quartzo leitoso rico em sulfuretos de antimónio (figura 25).



Figura 25 – Amostra AS76 e respetiva lâmina polida

Esta lâmina é constituída exclusivamente por quartzo e por estibina I, muito abundante (figura 26). Quando a esta é possível observar ocorrência em mosaico resultante de um corte transversal (figura 26c e 26d) e ainda a visualização de maclas próprias deste mineral (figura 26e e 26f).

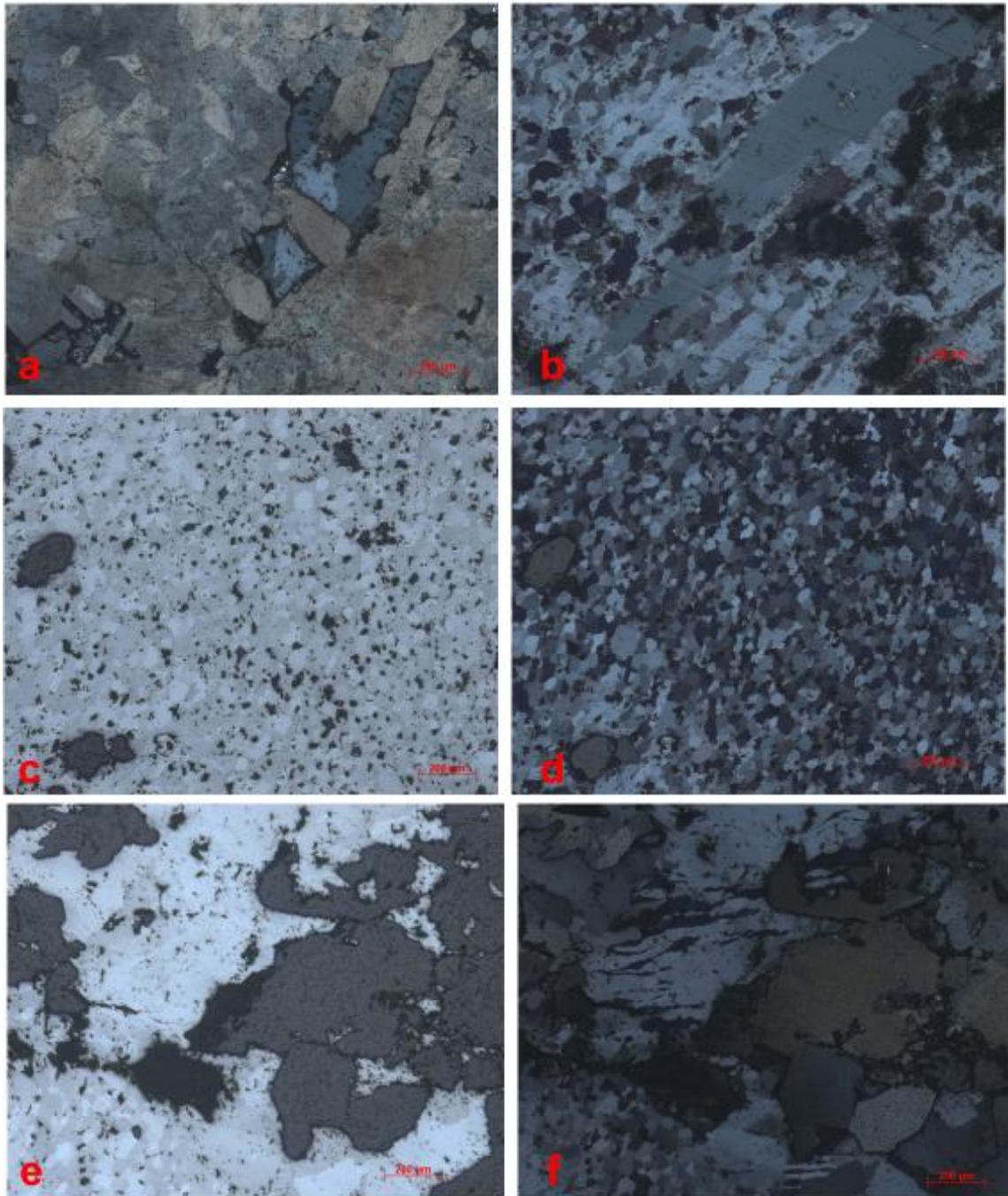


Figura 26 – Imagens em luz refletida: a) quartzo com inclusões de estibina (NX); b) estibina I (NX) c, d) estibina I em corte transversar-em mosaico (N//;NX); e,f) estibina I, com maclas (N//;NX)

Sondagem AS1302

- AS15B – Xisto com pirite e filão de quartzo

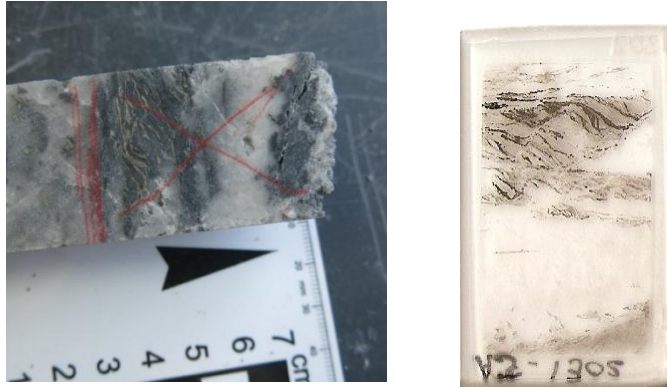


Figura 27 – Amostra AS15B e respetiva lâmina polida

O encaixante pelítico (filito?) encontra-se brechificado e com um filão de quartzo com pirite (figura 27). Ocorrem filonetes secundários que cortam o encaixante aproveitando planos de estratificação (figura 28c e 28d). Nestes filonetes o quartzo e a pirite estão associados, contudo em algumas zonas apenas depositou a pirite. Numa das extremidades da lâmina observa-se estibina II e rara esfalerite (figura 28a e 28b).

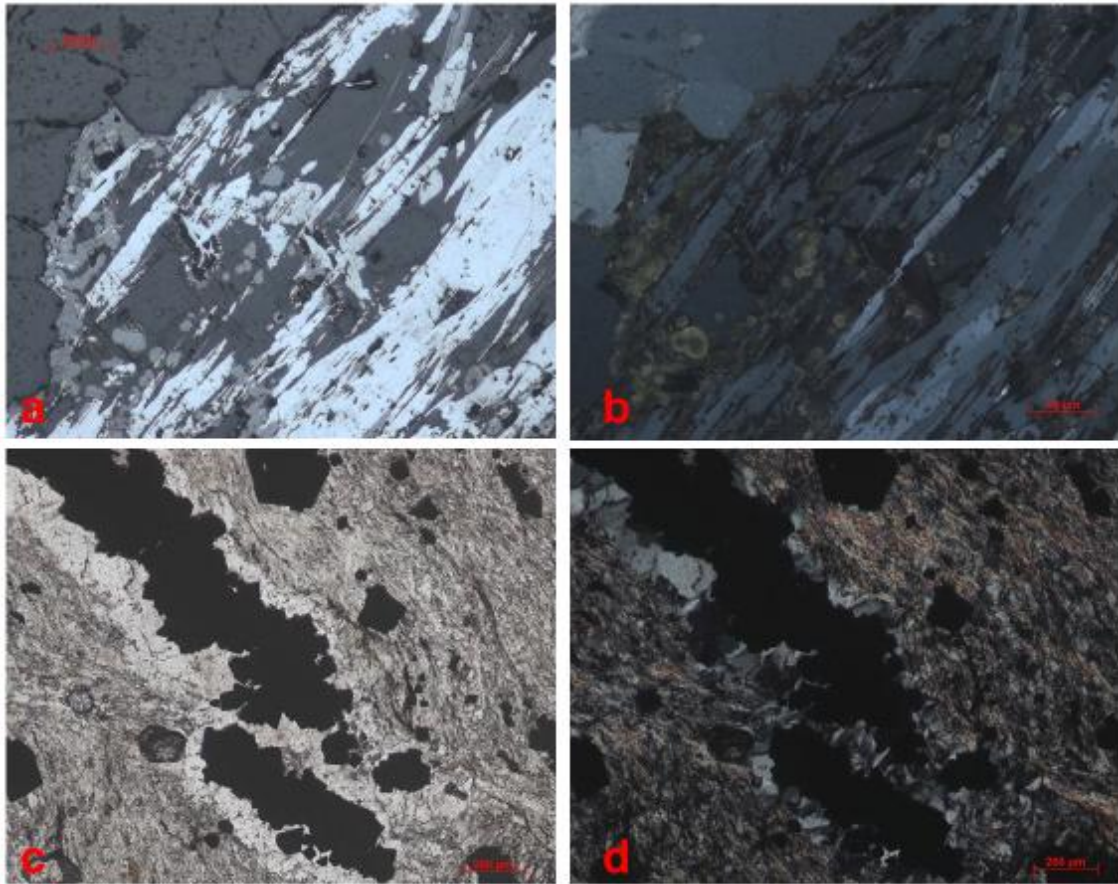


Figura 28 – Microfotografia. Minerais em luz refletida: a,b) estibina II com esfalerite (N//;NX); c,d) filonete de quartzo com pirite (N//;NX)

▪ **AS29 – Quartzito negro com filonete de quartzo geódico mineralizado**

Encaixante constituído por quartzito de grão fino, muito impuro e com alguma moscovite. Este encontra-se cortado por um filonete de quartzo geódico com berthierite, estibina II e esfalerite (figura 30). Disseminados na rocha encaixante ocorrem pequenas massas de pirite (com arsenopirite residual) e óxidos de titânio.

Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de
Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

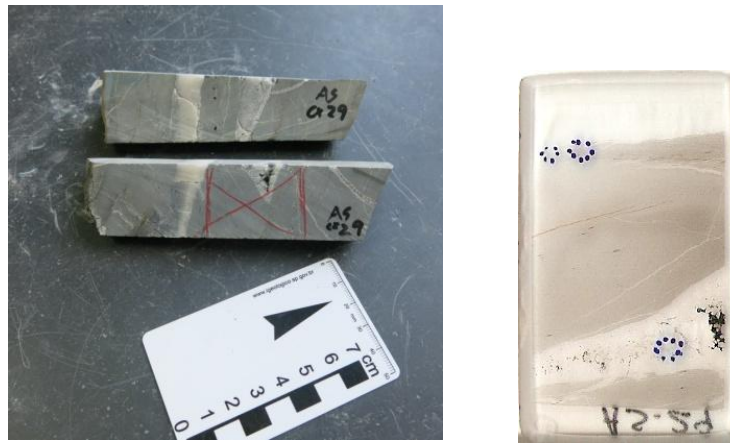


Figura 29 – Amostra AS29 e respetiva lâmina polida

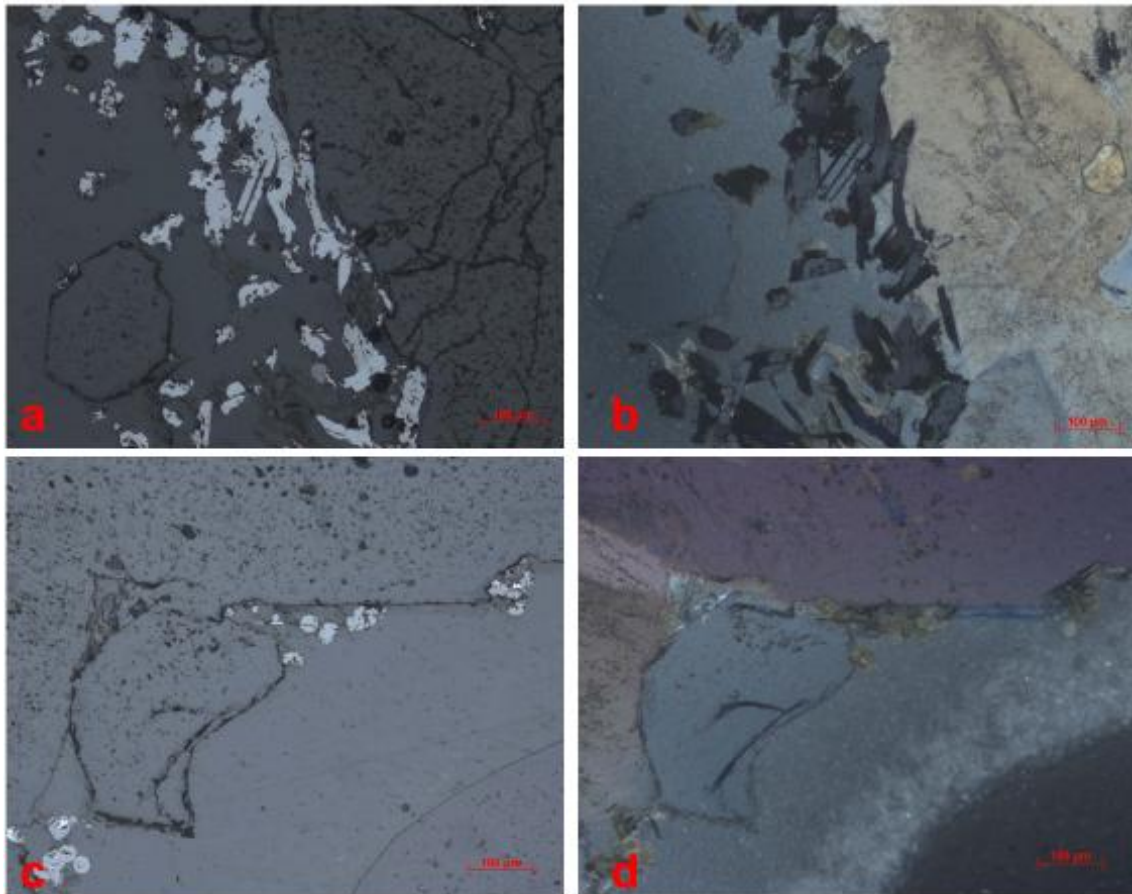


Figura 30 – Filonete de quartzo com berthierite e estibina II e pequenos cristais de esfalerite (LR; a,c) N//; b,d) NX)

Sondagem AS1401

▪ AS253 – Filão de quartzo mineralizado

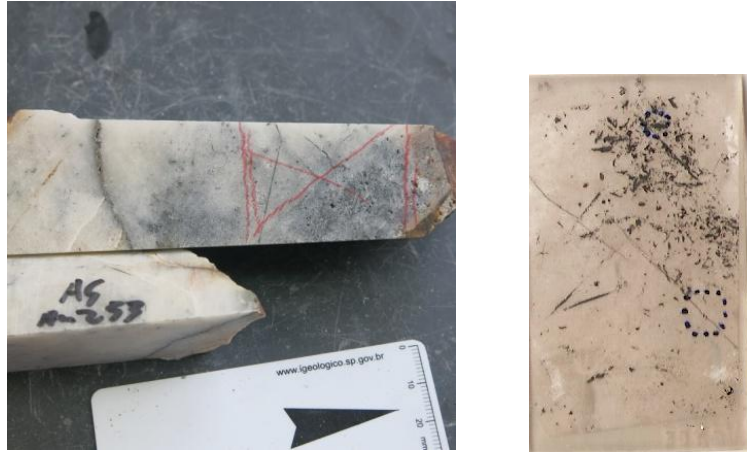


Figura 31 – Amostra AS253 e respetiva lâmina polida

Esta lâmina apresenta estibina II dominante, sendo que a berthierite é já residual. Nas massas de estibina II é possível observar rara melnicovite (pirite tardia – figura 32d) e esfalerite, que como já referido serão resultado da destabilização (por perda de ferro) da berthierite para estibina II.

Um aspeto curioso que aqui ocorre é a existência filonetes de estibina II, em que um deles corta o outro com rejeito sugerindo a existência de possíveis cisalhamentos conjugados (figura 32a, 32b e 32c).

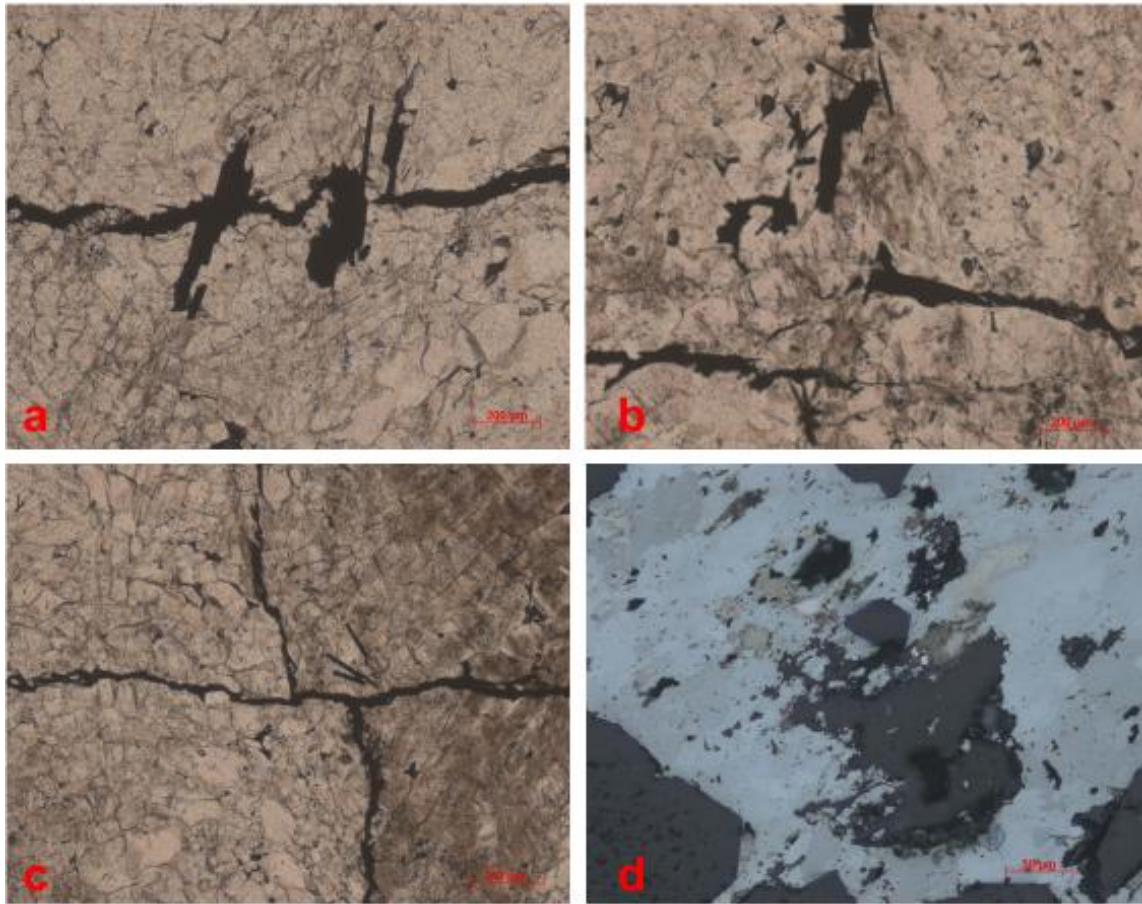


Figura 32 – a,b,c) filões com rejeito provocado por cisalhamento (LT,N//); d) melnicovite em massa de estibina II

▪ **AS254 – Quartzito com filão mineralizado**

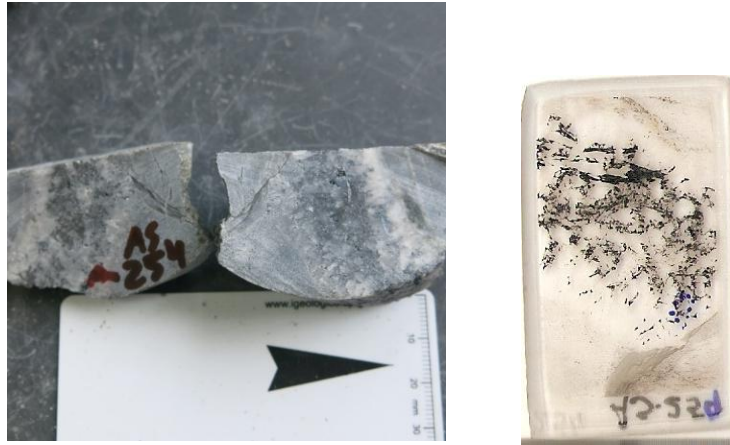


Figura 33 – Amostra AS254 e respetiva lâmina polida

No filão de quartzo destaca-se a presença de estibina II com alguma berthierite residual e melnicovite (figura 34). Ainda neste filão, junto ao contacto com quartzito, observam-se pequenos fragmentos de xisto pelítico (filito?) com óxidos de titânio.

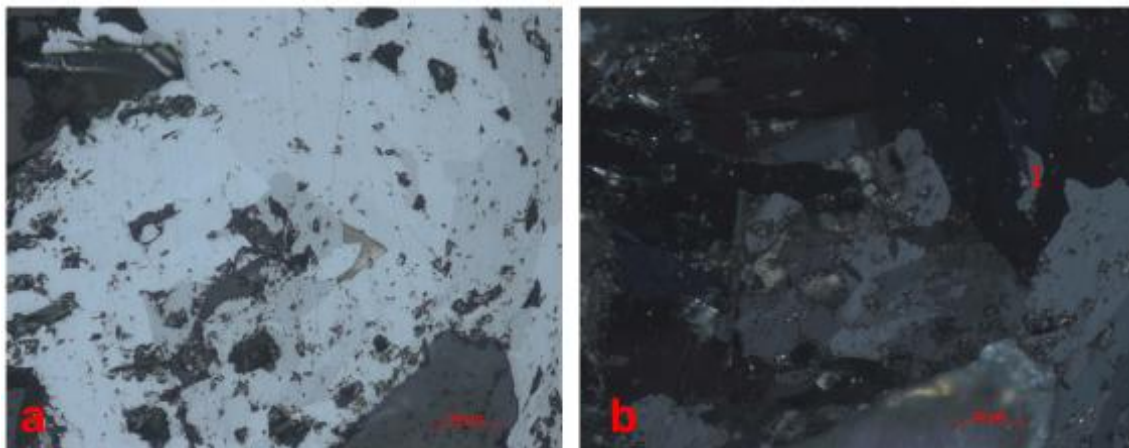


Figura 34 – Visualização, em luz refletida, de estibina II com berthierite residual (1) e melnicovite; a) N//, b) NX

- **AS39 – Brecha base do Carbonífero com filonetes de quartzo com óxidos de ferro**

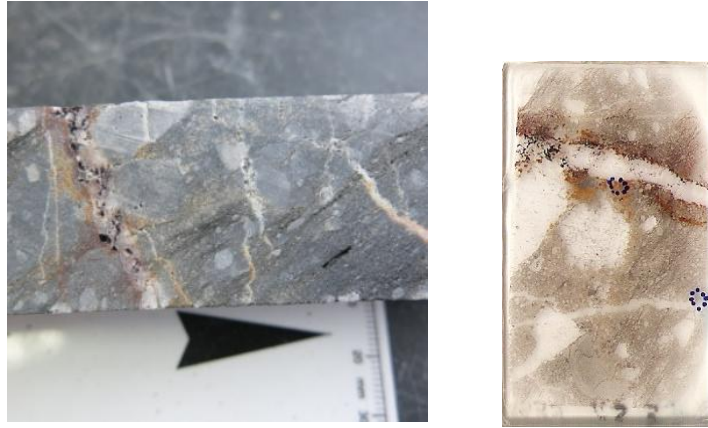


Figura 35 – Amostra AS39 e respetiva lâmina polida

Brecha composta por fragmentos de quartzito e de xisto pelítico mosqueado (com óxidos de titânio – leucoxena?). Os fragmentos de xisto pelítico apresentam crenulação. É possível também visualizar a presença de clorite e de sericite a recrystalizar para moscovite.

No filonete de quartzo não há presença de sulfuretos de antimónio, contudo este possui uma elevada quantidade de óxidos de ferro (figura 36). Estes óxidos em determinadas zonas crescem de forma botreoidal apresentando por vezes com zonamento (possível goethite? – figura 36e, 36f). Para além destes ocorrem outros minerais de tom mais amarelado que poderão ser prováveis fosfatos.

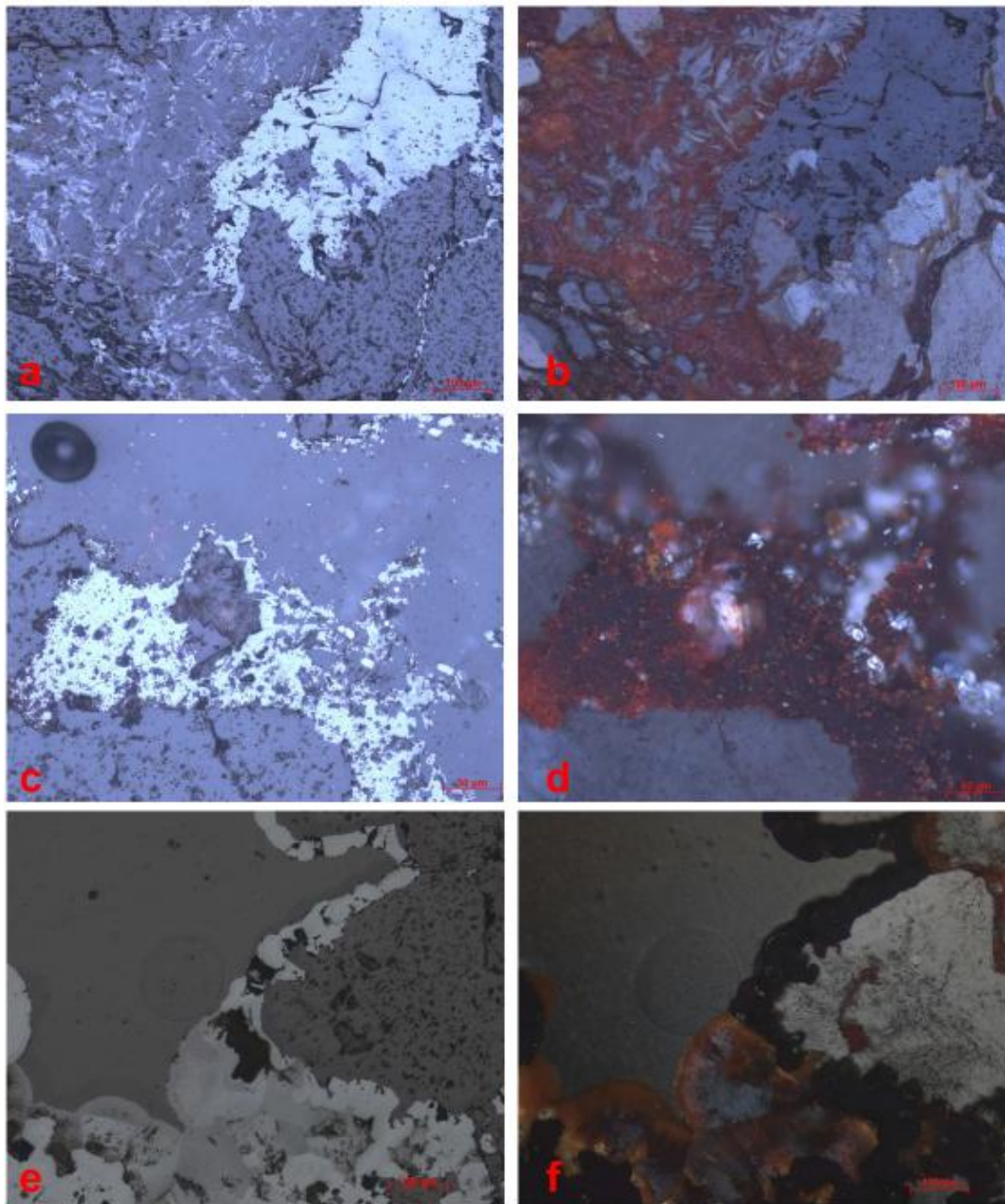


Figura 36 – Microfotografias de óxidos de ferro em luz refletida, em N// à esquerda e NX à direita; e,f) apresentam zonamento

Sondagem AS1402

- AS380 – Filão de quartzo em zona brechificada

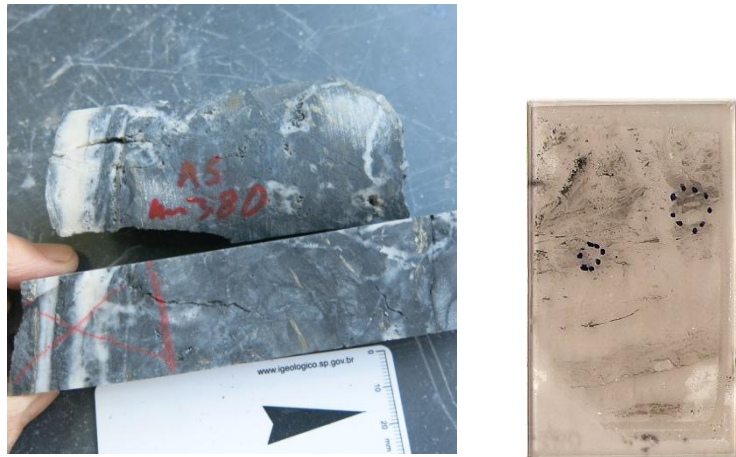


Figura 37 – Amostra AS380 e respetiva lâmina polida

Filão de quartzo em xisto pelítico com sericite, alguma moscovite secundária e pirite associada à rocha encaixante (pirite primária – figura 38a e 38b). Quartzo e fragmentos do encaixante dominam a amostra.

Possui berthierite a alterar para estibina II em pequenas “agulhas” associadas ao quartzo (figura 38c e 38d).

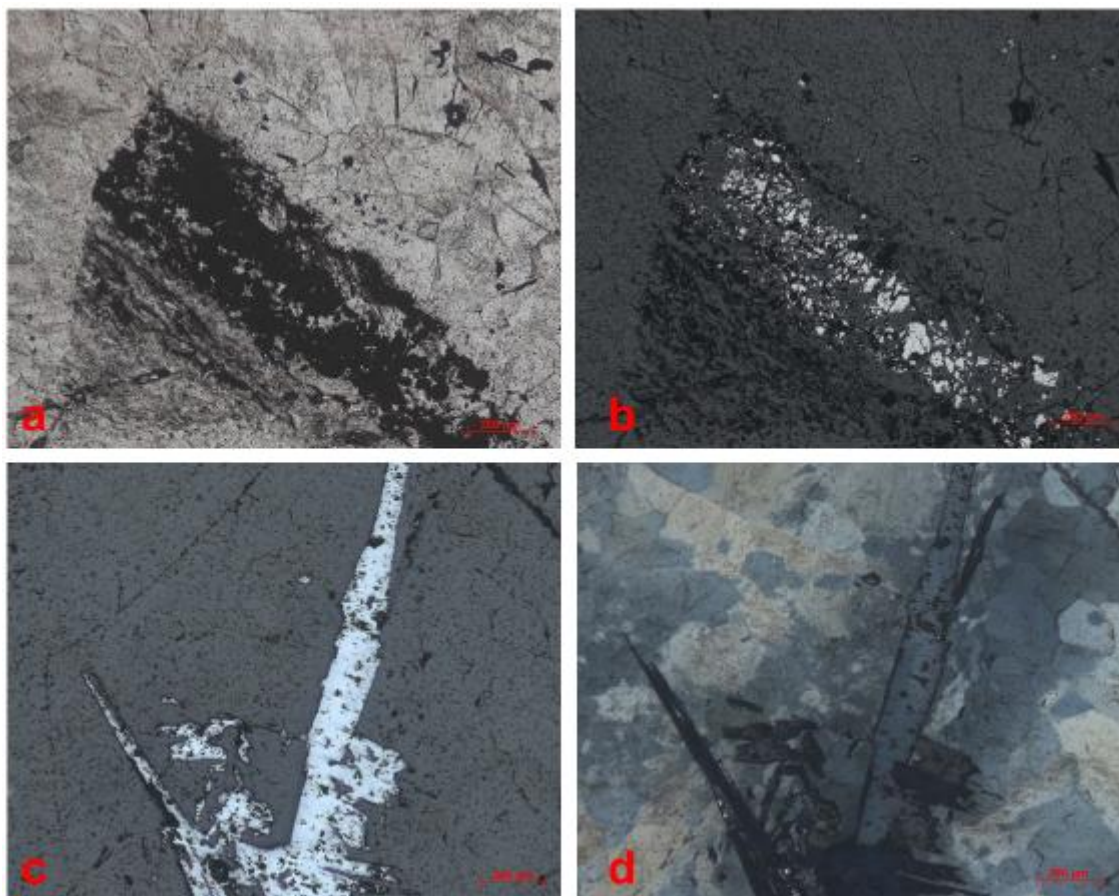


Figura 38 – Minerais em luz transmitida: a,b) pirite num fragmento do encaixante (N//,NX); c,d) estibina II resultante da alteração de “agulhas” de berthierite (N//,NX)

- **AS419 – Contato entre alternâncias laminadas e quartzo mineralizado**



Figura 39 – Amostra AS419 e respetiva lâmina polida

A matriz desta lâmina é rica em quartzo e possui alternâncias pelíticas (de grão muito fino) ligeiramente metamorfizadas (figura 40a). Estas últimas terão sido “arrancadas” do encaixante e incorporadas no filão aquando da sua instalação.

Nesta lâmina não ocorrem sulfuretos de antimónio, surgindo apenas pirite dispersa no filão de quartzo (figura 40b).

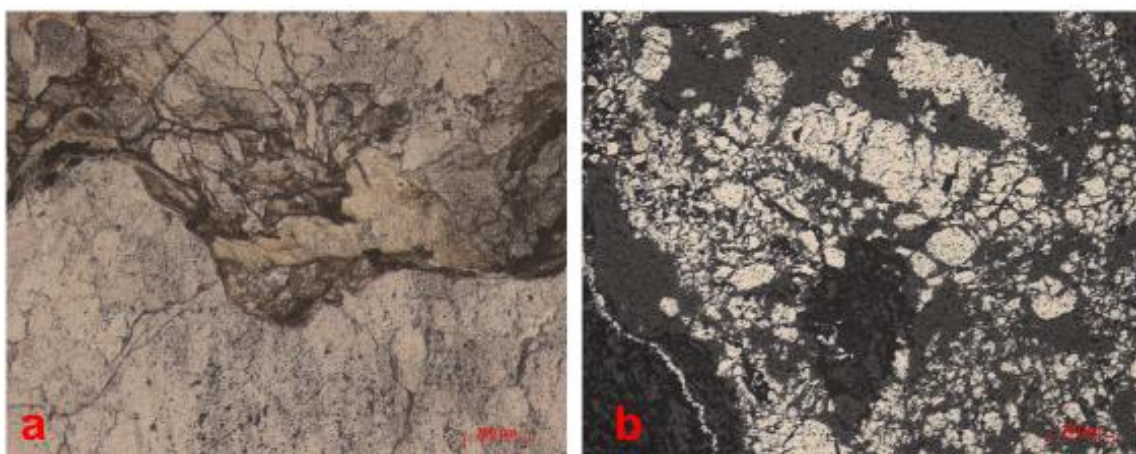


Figura 40 – Microfotografia evidenciando o contacto de um filonete de quartzo com a rocha encaixante (a) - LT, N//; Pirite dispersa no filonete de quartzo (b) - LR, N//)

Sondagem RS1402

- **RS458 – Quartzito com alternâncias pelíticas, com pirite**

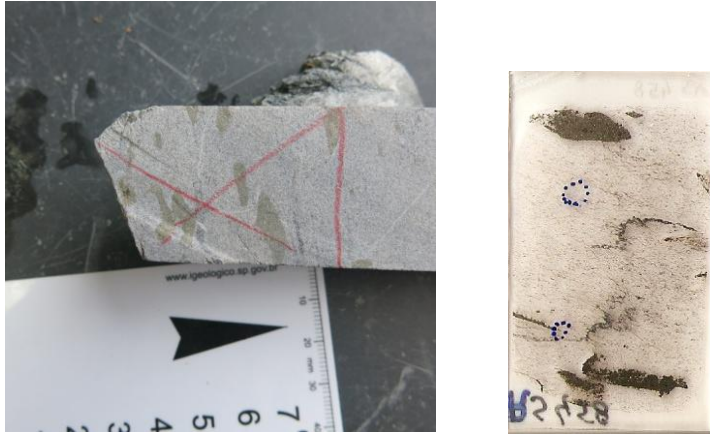


Figura 41 – Amostra RS458 e respetiva lâmina polida

A rocha encaixante é constituída por quartzo dominante e níveis pelíticos (filitosos) com sericite a alterar para moscovite (figura 42a). Surgem também no encaixante alguns óxidos de titânio e turmalina (rara).

Quanto aos minerais metálicos predomina a pirite que está associada a quartzo e carbonatos (figura 42b, 42c e 42d). Associada à pirite surge por vezes arsenopirite (figura 42c e 42d). Aparece também raramente berthierite e calcopirite.

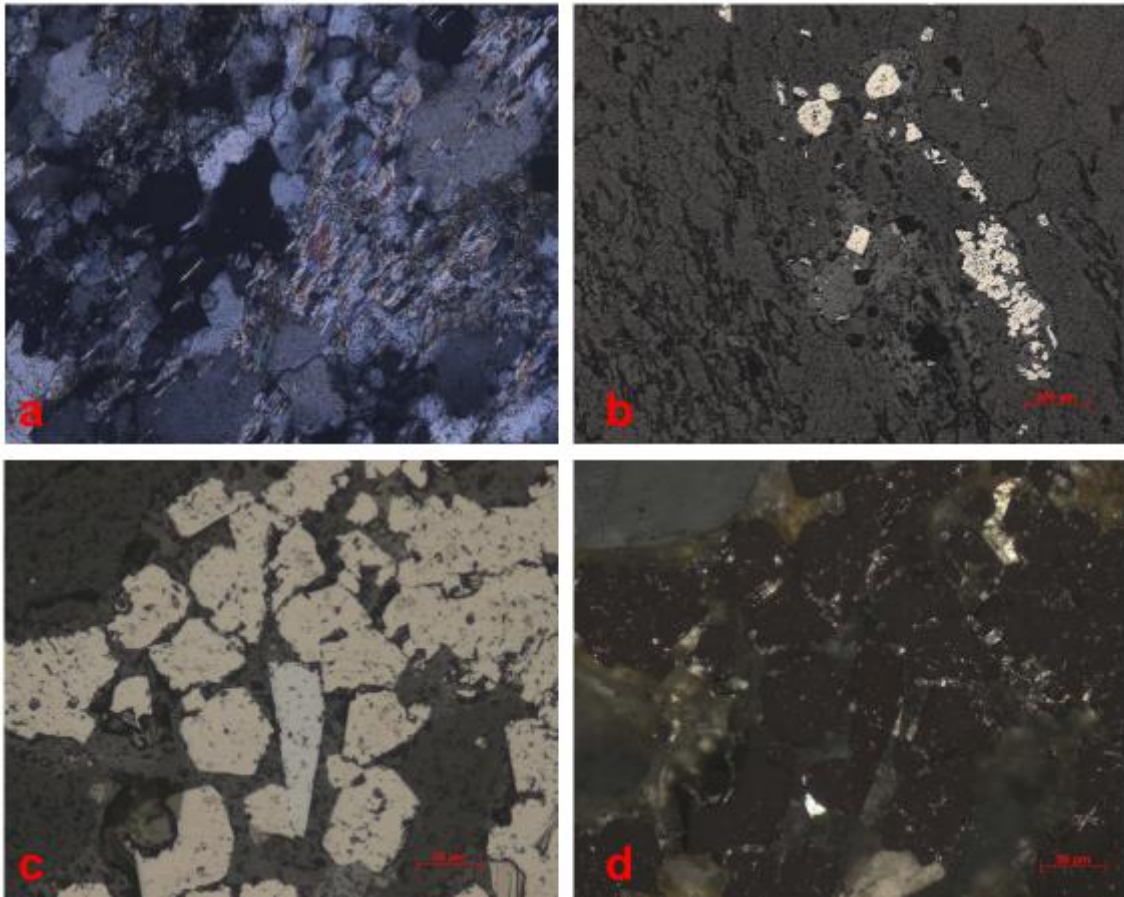


Figura 42 – a)matriz rochosa rica em sericite e moscovite (LT,NX); b) pirite em fraturas com carbonatos (LR,N//); c) arsenopirite (mineral cinza com terminação em cunha) (LR,N//); d) corresponde a c) em NX (note-se a presença de cristais claros de carbonatos)

▪ RS24A – Filito mosqueado recortado por filonete de quartzo

A matriz desta rocha é essencialmente quartzosa de grão muito fino. Na lâmina encontra-se presente um filonete de quartzo não mineralizado e um outro filonete com cristais de pirite ligeiramente anisotrópica, o que sugere presença de arsénio na sua constituição. No encaixante surgem micas, turmalinas e raramente calcopirite. Observou-se também um pequeno veio constituído por carbonatos com pirite no seu interior (figura 44c e 44d).

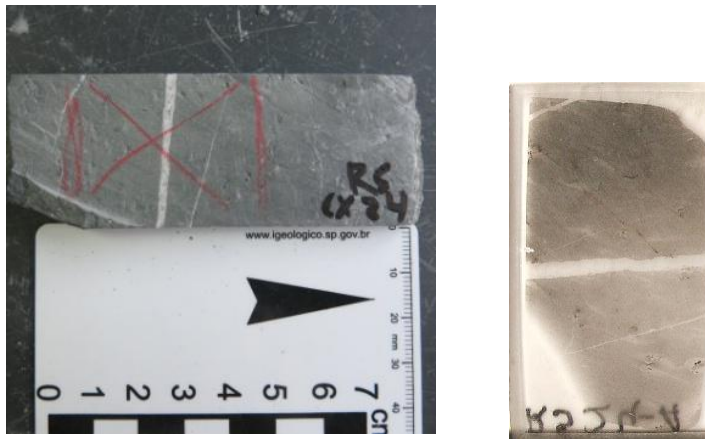


Figura 43 – Amostra RS24A e respetiva lâmina polida

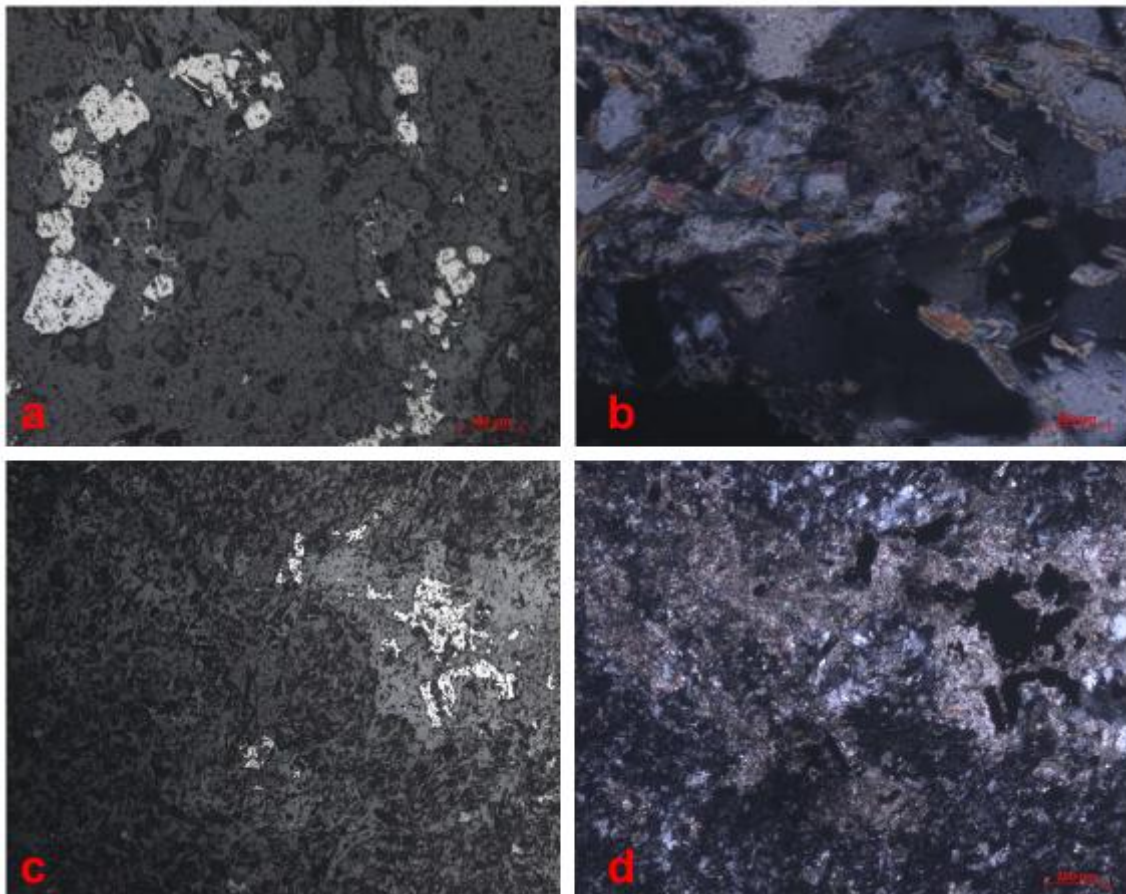


Figura 44 – a) pirite em preenchimento quartzoso (LR, NX); b) matriz da rocha com presença de moscovite (LT, NX); c) pirite num veio preenchido por carbonatos (LR, N//); d) mesmo que c) em NX

▪ **RS24B – Zona brechificada com mineralização (figura 45)**



Figura 45 – Amostra RS24B e respetiva lâmina polida

Esta rocha é constituída por fragmentos de quartzo e xisto pelítico (por aquilo que será um filito – figura 46b) que aparecem envolvidos por uma massa de quartzo e carbonatos. A ganga constituída por quartzo e carbonatos, e apresenta sulfuretos de antimónio, que correspondem na sua maioria a estibina II e mais raramente a estibina I (figura 46a) e berthierite. Podem ser visualizados cristais em estado de alteração de berthierite para estibina II (figura 46c, 46d, 46e e 46f). Numa das extremidades da lâmina surge pirite associada a um dos clastos do encaixante. De entre os fragmentos de quartzo surgem alguns cristais euédricos.

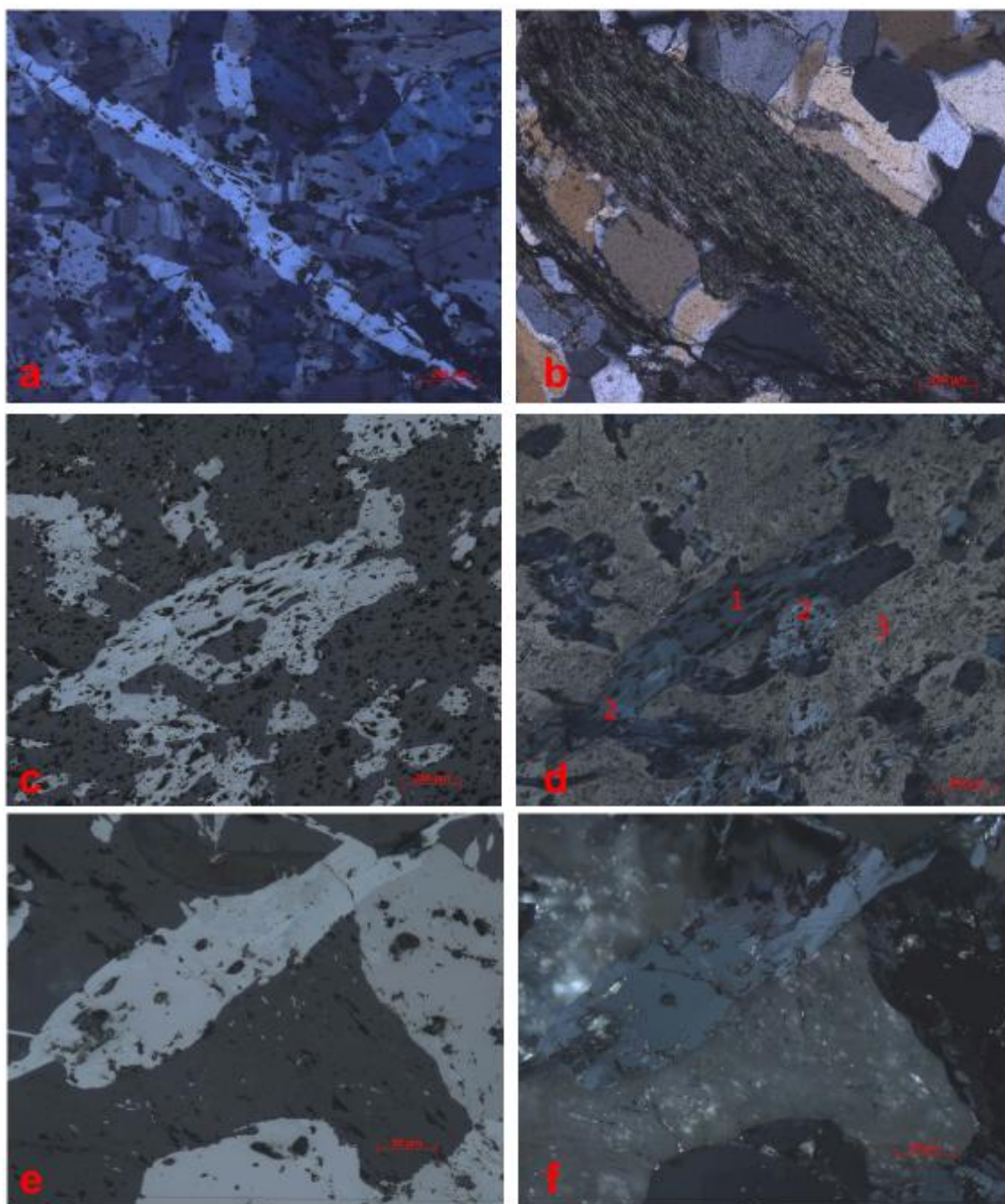


Figura 46 – a) agregado de estibina II com cristal (azul-esverdeado e com maclas) de estibina I (LR, NX); b) fragmento pelítico numa matriz quartzosa (LT, NX); c,d) berthierite (1) a alterar para estibina II (2) numa matriz composta por carbonatos (3) (LR; N//, NX); e,f) berthierite (esverdeada) a alterar para estibina II, em carbonatos (LR; N//, NX)

- **RS43 – Xisto pelítico brechificado, com filonete de quartzo, carbonatos e sulfuretos**

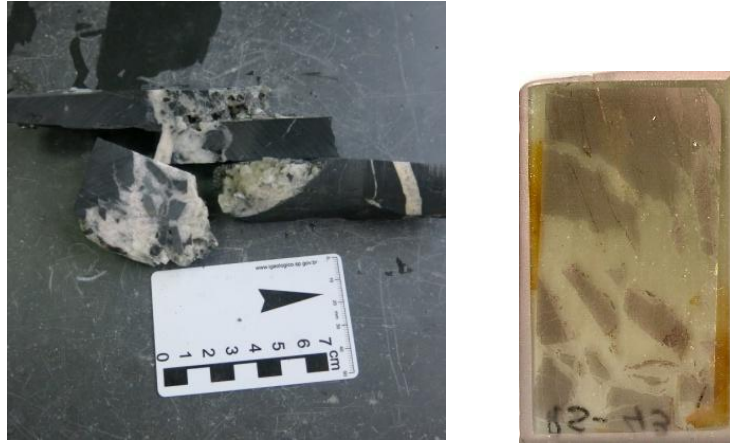


Figura 47 – Amostra RS43 e respetiva lâmina polida (após metalização com ouro)

Nesta lâmina destaca-se a presença de filonetes de quartzo geódico com carbonatos.

No que respeita à rocha encaixante, esta é composta por fragmentos de filito brechificado, com clorite, óxidos de titânio (disseminados na rocha) e mais raramente turmalina. Possui alguma pirite dispersada no encaixante (figura 48b), que será antecedente à instalação dos filonetes, não apresentando qualquer ligação com os mesmos.

Nos filonetes de quartzo é possível observar pequenos geóides preenchidos por carbonatos, por vezes zonados (figura 48e e 48f).

Existem ainda um filonete de carbonatos a cortar e rejeitar um filonete de quartzo, indicando ter instalação posterior ao mesmo (figura 48a).

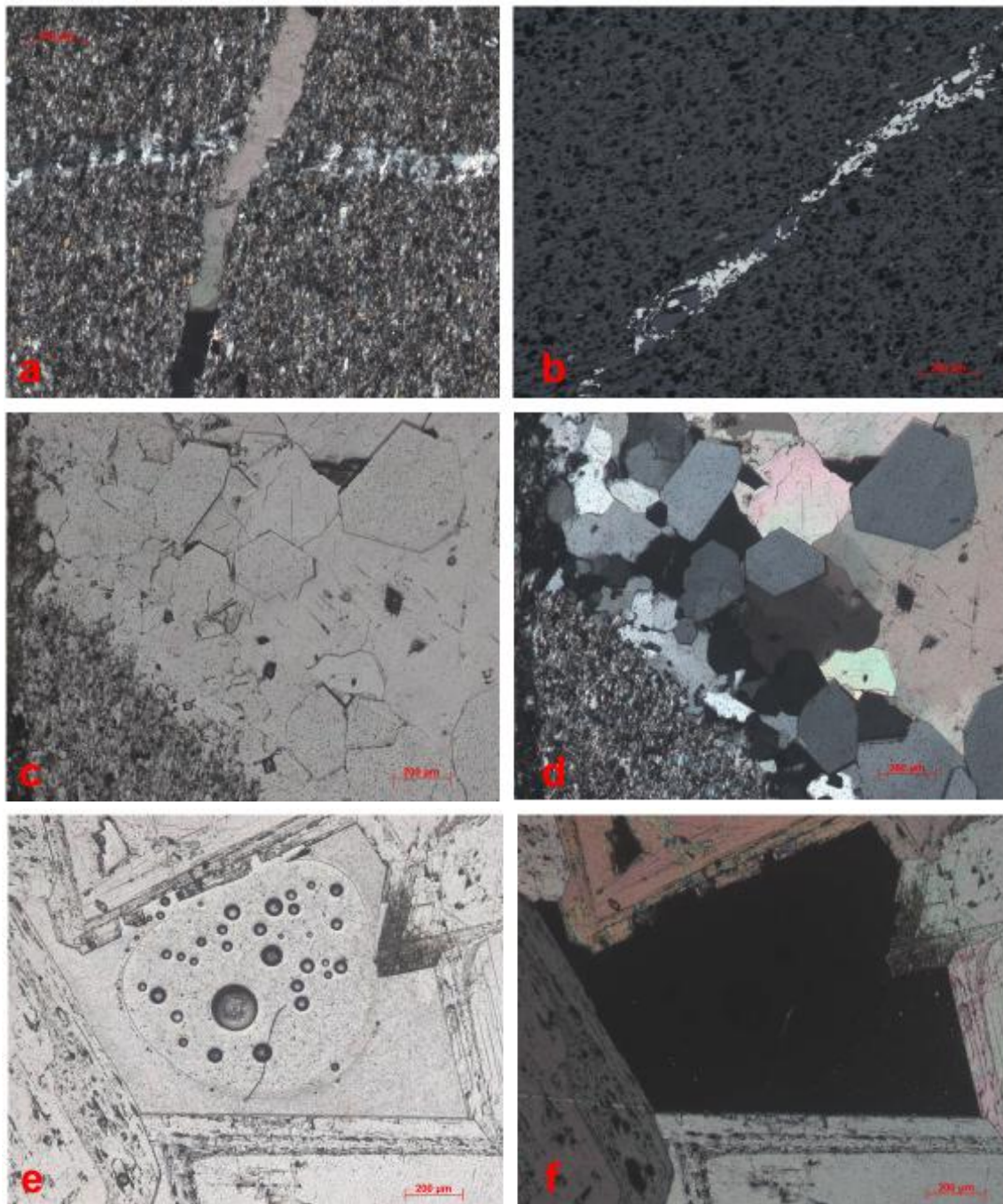


Figura 48 – a) filonete de quartzo cortado por filonete de carbonatos (LR, NX); b) alinhamento de pirite presente na rocha encaixante (LR, N//); c,d) filonete de quartzo preenchido por carbonatos (LR; N//,NX); e,f) carbonatos zonados (LR; N//,NX)

- **RS100 – Quartzito com filonete de quartzo geódico e carbonatos, mineralizado**



Figura 49 – Amostra RS100 e respetiva lâmina polida

A matriz rochosa é essencialmente quartzosa, composta por quartzito puro com alguns agregados de moscovite. Estes agregados apresentam os cristais de moscovite pouco desenvolvidos, que muito provavelmente serão resultado da recristalização de sericite. A rocha encaixante apresenta vários cristais daquilo que se acredita serem óxidos de titânio (figura 50b).

Ocorrem pirite, carbonatos e clorite a preencher pequenas fraturas da rocha. Os carbonatos não apresentam estrutura cristalina bem desenvolvida, apresentando aspeto “amorfo” (figura 50c e 50d). A cristalização dos carbonatos será posterior à cristalização de grãos de quartzo euédricos que também estão presentes na lâmina. De entre os cristais de quartzo alguns aparecem sempre extintos, uma vez que apresentam eixo perpendicular à lâmina (figura 50d).

Foi possível observar pirite em cristais automórficos (pirite precoce – figura 50a) e cristais de pirite com ligeira anisotropia, possivelmente resultado da presença de arsénio na sua composição. Por último visualizaram-se pequenos cristais de calcopirite, esfalerite com reflexões internas brancas em nícois paralelos (figura 50e e 50f) e cristais pleocróicos de pequenas dimensões que serão possíveis cristais de turmalina.

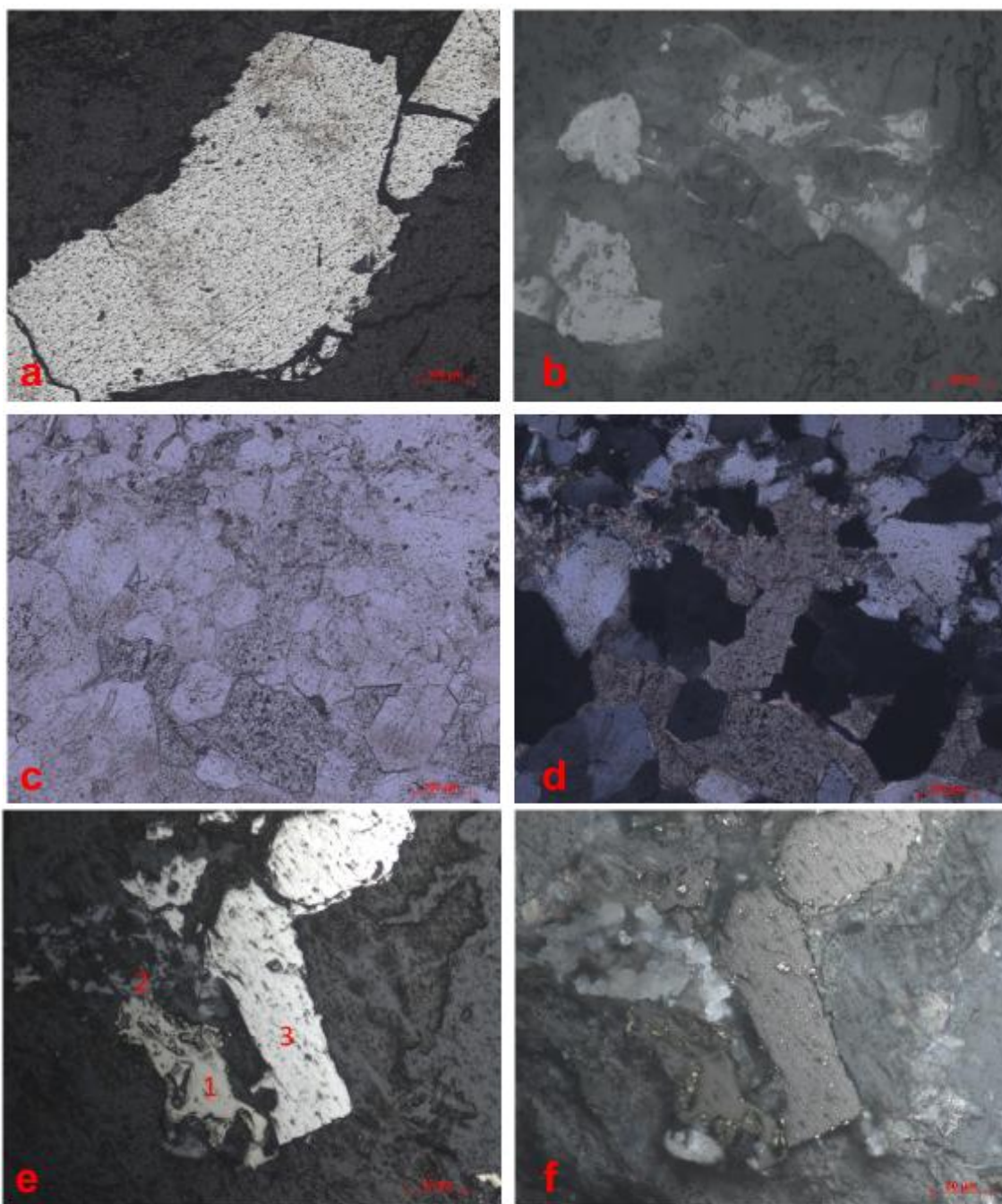


Figura 50 – a) pirite “automórfica” (LR, N//); b) óxidos de titânio (LR; N//); c,d) presença carbonatos com textura de aspeto “amorfo” numa matriz de quartzo (LT; N//,NX); e, f) esfalerite (1), calcopirite (2), pirite (3) (LR; N//,NX)

- **RS103 – Alternâncias de xisto pelítico e bancada quartzítica, com sulfuretos e carbonatos**



Figura 51 – Amostra RS103 e respetiva lâmina polida

Esta lâmina abrange a zona quartzítica da amostra sendo desta forma constituída por um quartzito impuro com muita moscovite, considerando-se quase um vaque (figura 52a).

Apresenta elevado teor em pirite, por vezes ligeiramente anisotrópica (presença de As?), com inclusões de clorite e alguma calcopirite associada (figura 52b). Quer a pirite, quer a calcopirite estão associadas a carbonatos que por vezes apresentam zonamento. Aparecem também pequenos cristais de quartzo fibroso a crescer nos encostos de cristais de pirite.

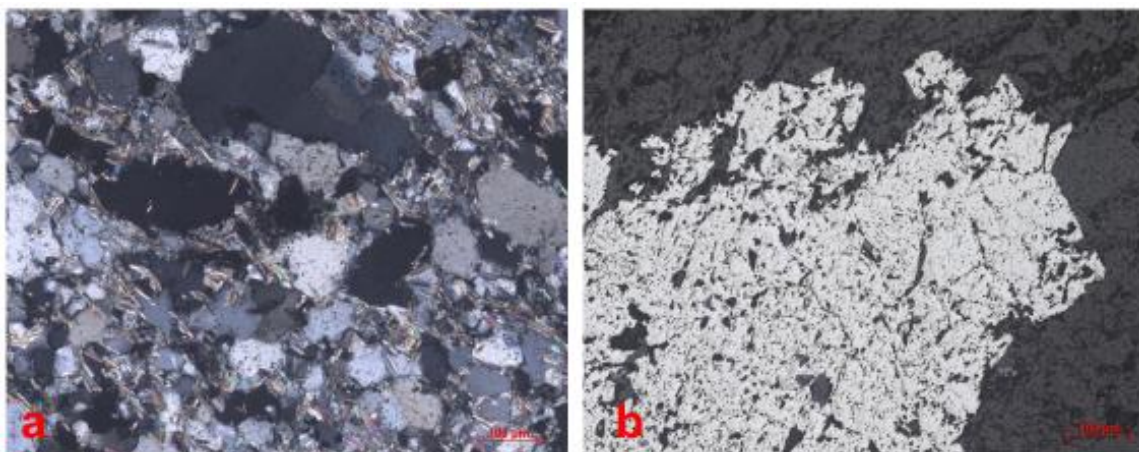


Figura 52 – Microfotografias. a) matriz da rocha com presença de pequenas micas (na maioria moscovite) (LT, NX); b) pirite (LR, N//)

▪ **RS104 – Alternâncias pelíticas com filonetes de quartzo e carbonatos**

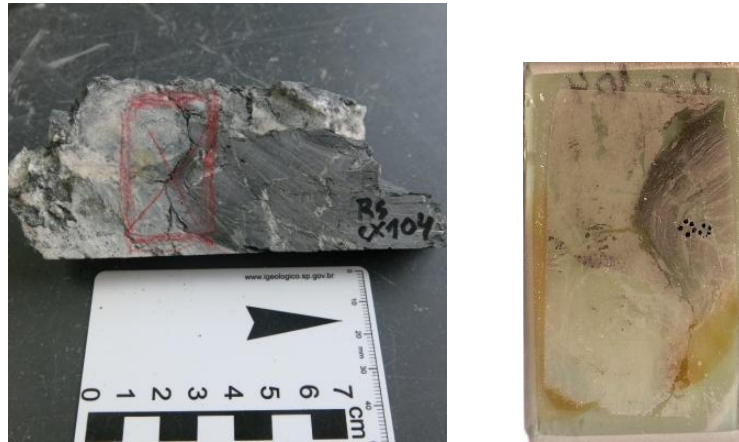


Figura 53 – Amostra RS104 e respetiva lâmina polida

Composta por alternâncias de xisto pelítico e quartzito impuro, esta lâmina é rica em carbonatos e pirite. A pirite surge disseminada no encaixante. Ainda no encaixante existe sericite, moscovite (resultante da alteração da primeira), óxidos de titânio dispersos na matriz rochosa e calcopirite (rara).

Para além de grandes massas de carbonatos ocorrem filonetes de quartzo geódico que crescem juntamente com cristais de carbonatos ao longo de planos de fraqueza.

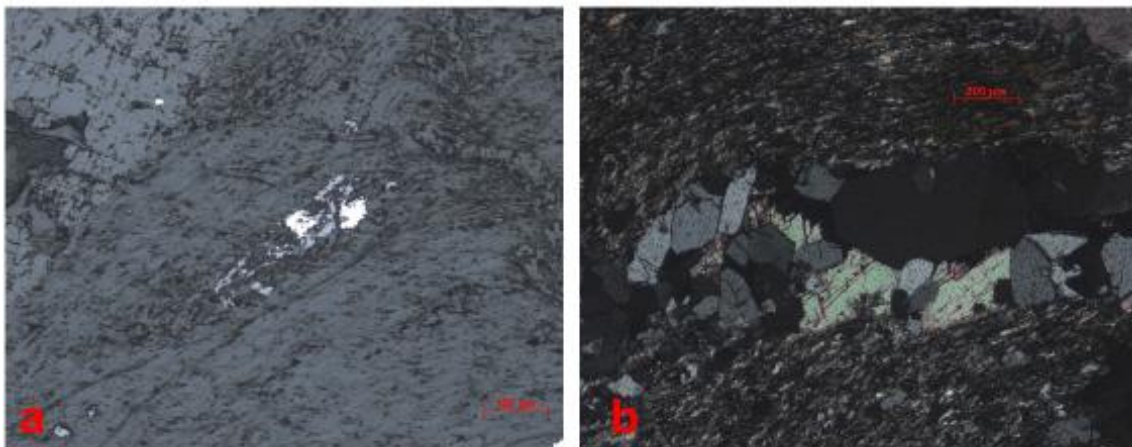


Figura 54 – a) pirite (mineral branco) juntamente com óxido de titânio (cinza azulado) (LR, N/); b) carbonatos (esverdeados) em filonete de quartzo (LR, NX)

- **RS111 – Alternâncias laminadas (com clorite) em contato com quartzito**



Figura 55 – Amostra RS111 e respetiva lâmina polida

No que respeita a minerais metálicos, estão presentes pirite, arsenopirite, calcopirite (rara) e esfalerite com reflexões internas vermelhas e inclusões de outros minerais (figura 56 e figura 57g). Estes foram também analisados ao MEV.

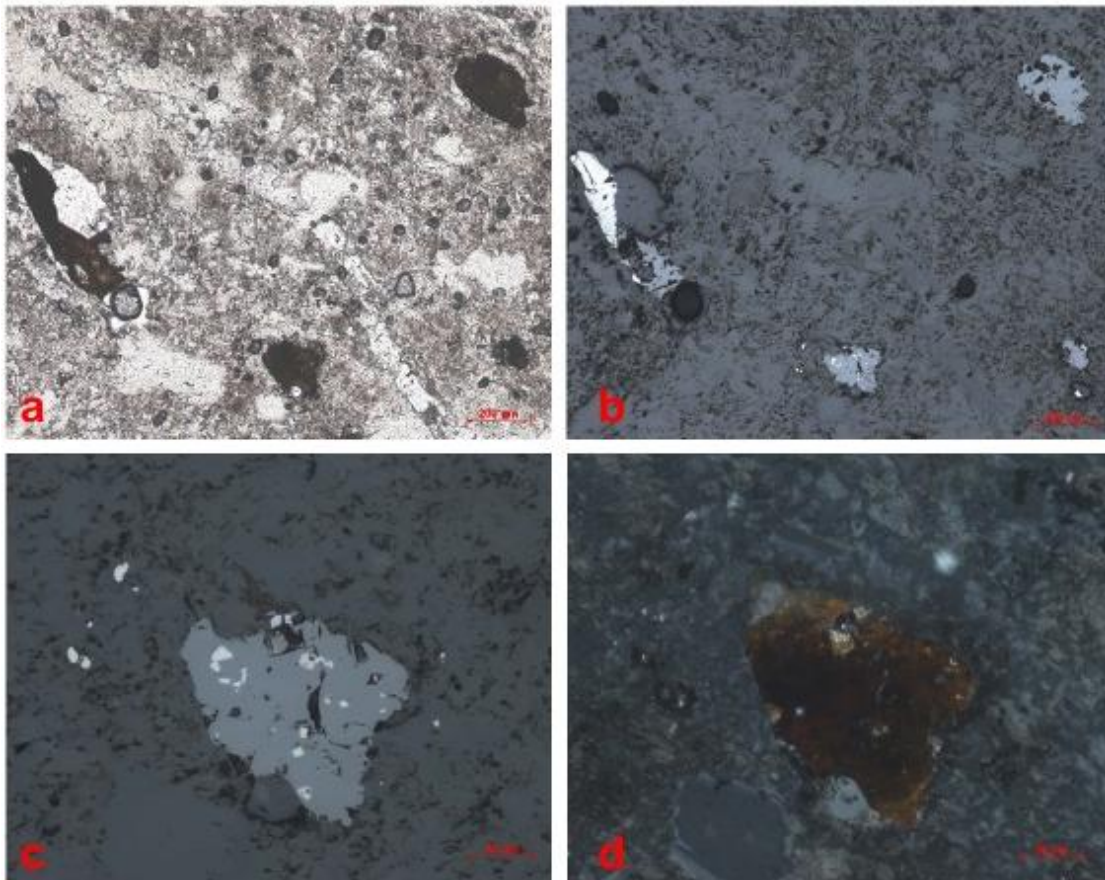


Figura 56 – Esfalerite com inclusões (a) LT, N//; b,c) LR, N//; d) LR, NX)

As rochas do encaixante encontram-se recortadas por filonetes de quartzo córneo com pirite e carbonatos. As alternâncias laminadas apresentam grandes massas de clorite (figura 57e e 57f) e zonas sericíticas com sericite a rescristalizar para moscovite (figura 57h). Surgem também pequenas massas rosadas que correspondem a carbonatos com elementos metálicos na sua constituição. Para além destas massas ocorre também um filonete essencialmente constituído por carbonatos.

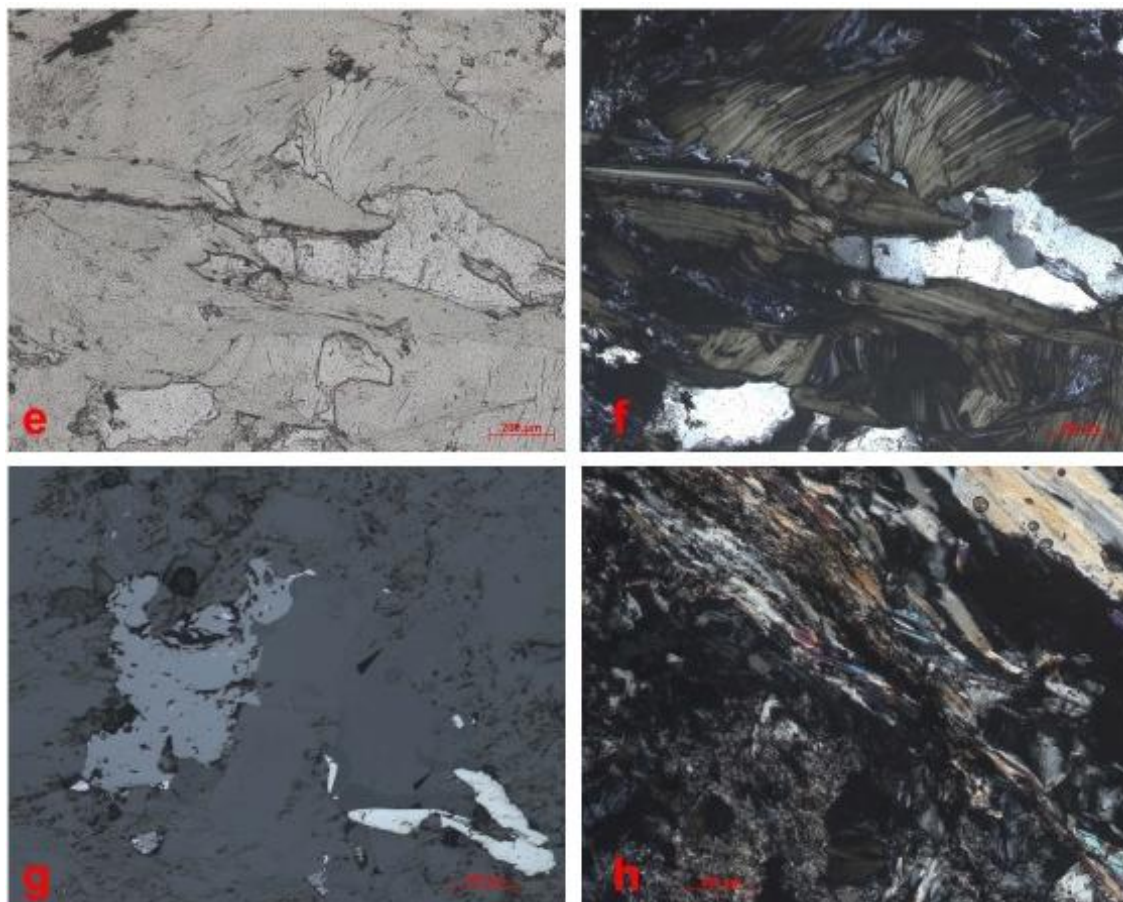


Figura 57 – Zona clorítica (e) LT, N//; f) LT, NX); g) esfalerite com pequenas inclusões de outros minerais (LR, N//); h) zona sericítica (LT, NX)

3.1. Conclusões do estudo petrográfico

Com base neste estudo podemos constatar a existência de processos mineralizantes que tiveram lugar em momentos diferentes, confirmando a existência de diferentes estádios de mineralização.

Comparando as observações efetuadas neste trabalho com os quadros paragenéticos apresentados por Couto 1993 (ver pontos 1.1. e 2.1.) devemos ter em consideração os seguintes aspetos:

Alto do Sobrido

- Confirmamos a existência de dois tipos de pirite. Uma pirite mais precoce (ocorrendo por vezes em cristais automórficos), associada à rocha encaixante e outra mais tardia associada a filonetes de quartzo. Surge por vezes arsenopirite residual associada à pirite precoce que corresponderá à pirite I do estágio “ferri-arsenífero” proposto por Couto 1993. Por outro lado a pirite associada a filonetes de quartzo corresponderá à pirite II do estágio “antimonífero II”.
- Não foi observada Jamesonite pelo que não se confirma a existência do estágio “plumbi-antimonífero”.
- O sulfureto de antimónio mais abundante é a estibina II que terá resultado da alteração da berthierite que é por sua vez residual. Associados a estes minerais estão por vezes esfalerite e melnicovite (pirite tardia originada a partir do ferro perdido na alteração da berthierite). Isto traduz a existência do estágio de “remobilização” na alteração da berthierite correspondente ao estágio “antimonífero I”.
- A estibina I (que corresponderá ao estágio “antimonífero II” é em geral rara, sendo abundante apenas no filão mineralizado da amostra AS76.
- Não foram observados quaisquer sulfossais, antimónio nativo, pirrotite, marcassite ou ouro.

Ribeiro da Serra

- Ocorrem filonetes de quartzo ricos em pirite, sendo que em algumas zonas cristaliza apenas a pirite. Associada a esta pirite surge por vezes rara arsenopirite, correspondendo estas à pirite I e arsenopirite I do estágio “ferri-arsenífero”. Ocorre também uma outra geração de pirite associada a carbonatos.
- Observou-se uma esfalerite com reflexões internas vermelhas que corresponderá a uma geração distinta da esfalerite secundária do estágio de remobilização.
- À semelhança do que ocorre em Alto do Sobrido o sulfureto de antimónio mais frequente é a estibina II, tendo associados berthierite residual, rara esfalerite e calcopirite. A estibina I é também rara neste caso.
- Couto (1993) referiu a existência de apenas um estágio antimonífero para este jazigo, rico em carbonatos. Não se observou ouro nem aurostibite.

4. Estudo em catodoluminescência

As análises através deste método abordaram aspetos relacionados com a génese/origem dos filonetes de quartzo e de carbonatos, e também de cristais de apatite presentes nas amostras estudadas. Com este método foram analisadas três lâminas provenientes de Alto do Sobrido e quatro de Ribeiro da Serra. As lâminas são indicadas e abordadas nos tópicos de descrição.

Entre os minerais observados usando este método estão carbonatos, quartzo e minerais de apatite (fosfato).

Amostras estudadas em CL

- **AS65 - Alternâncias negras de xisto com pirite recortadas por filonete de quartzo em pente**

Foram visualizados filonetes de quartzo sem zonamentos visíveis e com cores de CL a variar do castanho alaranjado a um tom esverdeado (figura 58b e 58d).

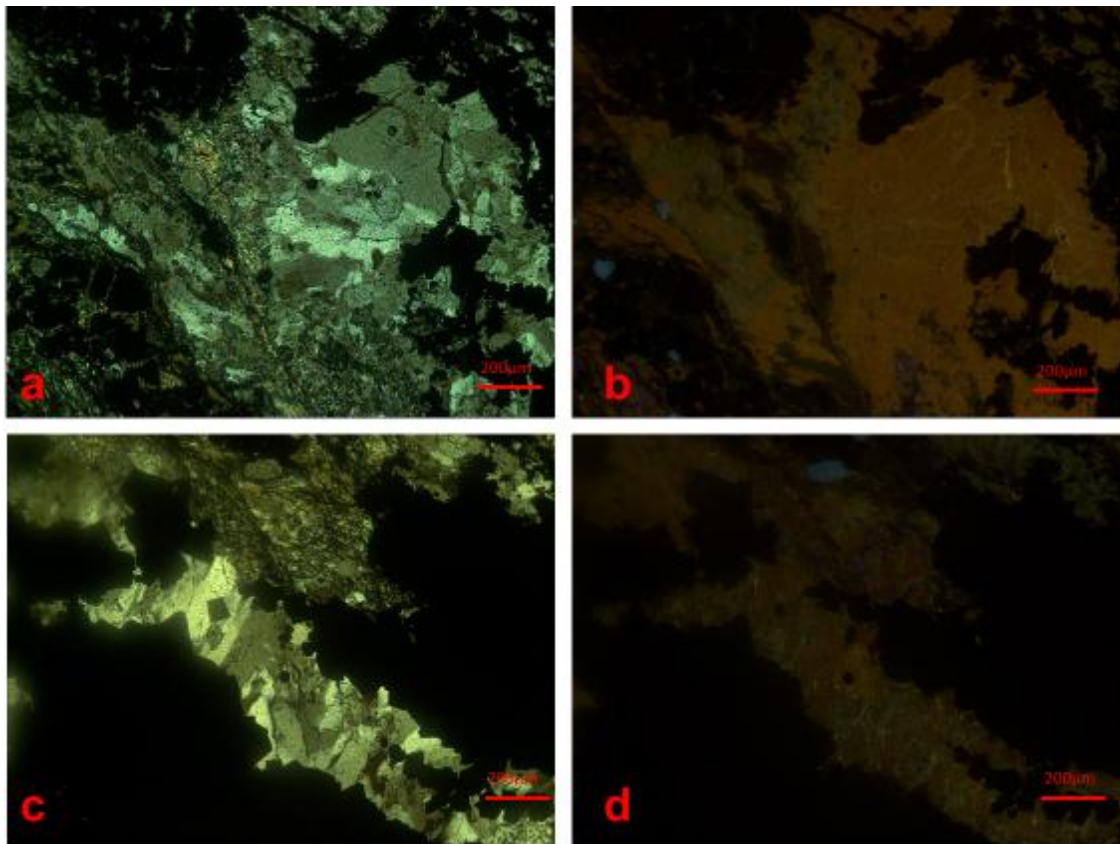


Figura 58 – Microfotografias de filonetes de quartzo: a) e c) luz natural (N//); b) e d) em catodoluminescência (N//); Tempo de exposição de 29,7s para ambas

▪ **AS67A - Quartzito impuro com níveis pelíticos**

Os filonetes de quartzo aqui observados apresentam uma coloração rosada e apresentam por vezes zonamentos (visíveis na figura 59d). Na mesma figura é possível observar um pequeno cristal de cor amarelada que poderá corresponder a um cristal de apatite.

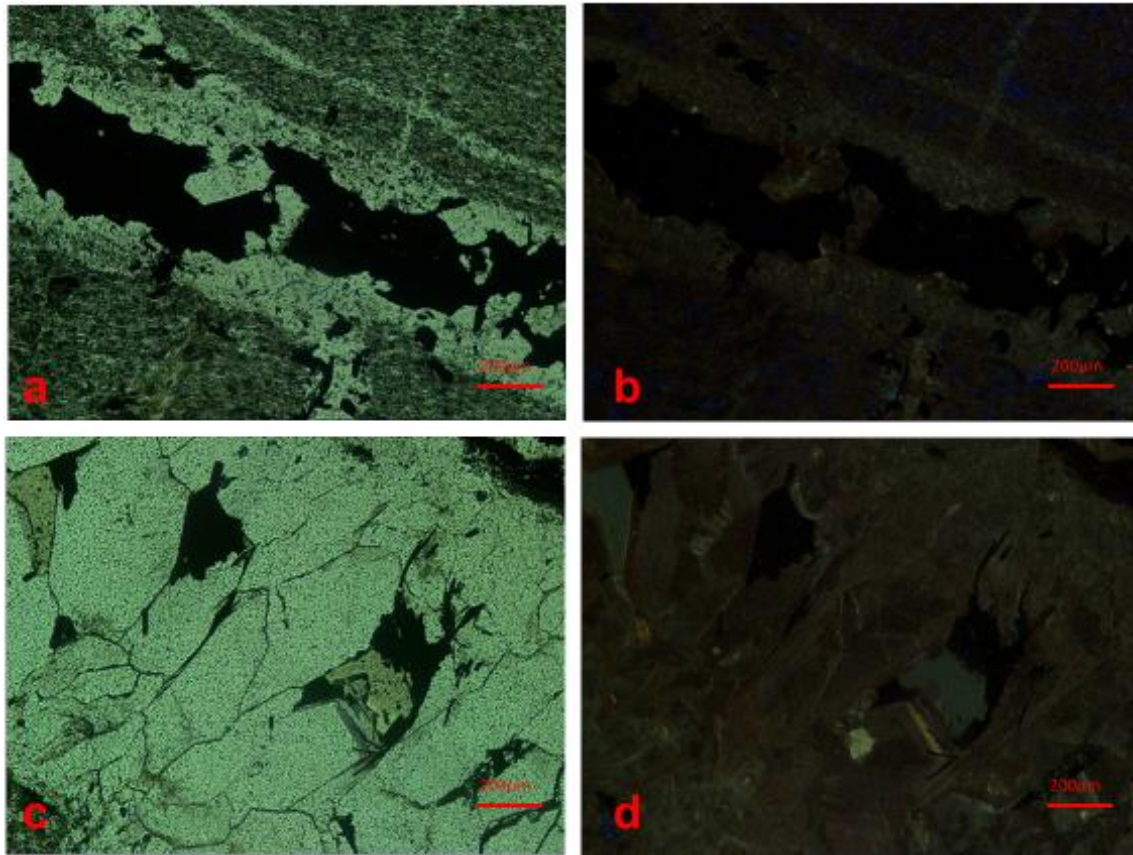


Figura 59 – Microfotografias de filonetes de quartzo: a) e c) luz natural (N//); b) e d) em CL (N//), com respetivos tempos de exposição de 20,4s e 29,7s

▪ **AS419 - Contato entre alternâncias laminadas e quartzo mineralizado**

Foram aqui visualizados dois cristais de apatite com cores de CL em tons de bege (figura 60b e 60f) e três cristais de apatite com luminescência amarela (figura 60h). Os quartzos observados apresentam cores de CL em tom de esverdeado a azulado (figura 60b e 60d, onde se observam pequenos filonetes esverdeados).

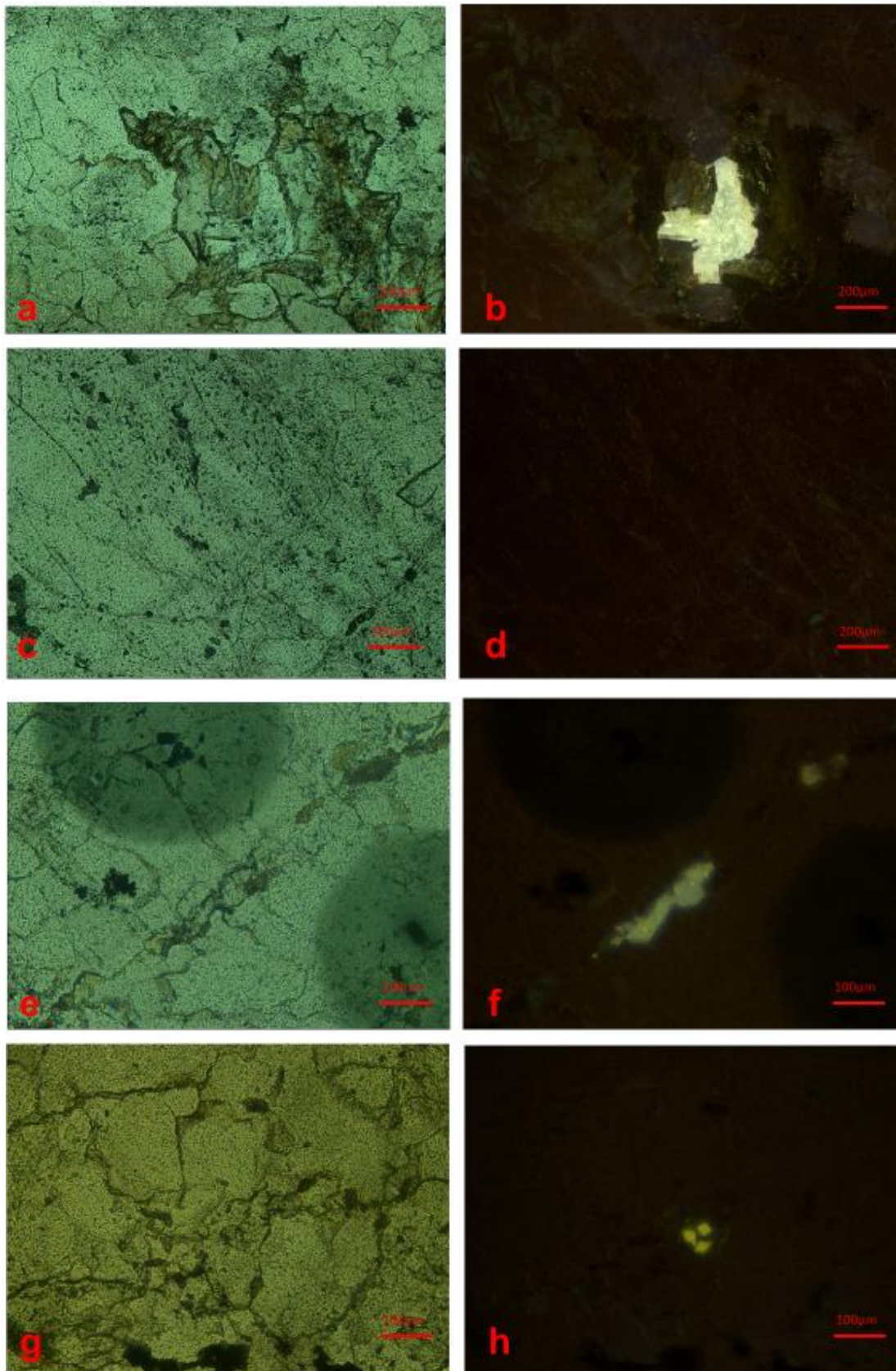


Figura 60 – Microfotografias ao microscópio ótico e em CL. Filonete de quartzo com apatite: a) LN, (N//), b) CL (N//), com t. exp. 18,3s; Quartzo: c) LN (N//), d) CL, com t. exp. 16,3s; Fratura com cristais de apatite: e) LN (N//), f) CL (N//), com t. exp. 10s; Cristais de apatite: g) LN (N//), h) CL (N//), t. exp. 13s

▪ **RS24A - Filito mosqueado recortado por filonete de quartzo**

Nesta lâmina foi observado um filonete de quartzo com tons de CL esverdeados. No mesmo filonete surgiu um cristal de apatite com cor de CL rosa (figura 61).

Tendo em conta o trabalho desenvolvido em microscopia ótica seria de esperar a visualização de carbonatos nesta lâmina, o que não aconteceu em CL.

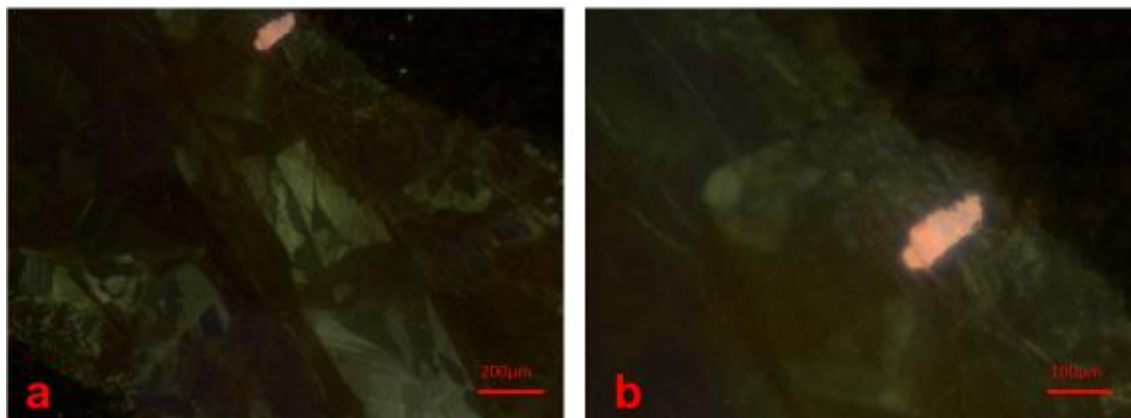


Figura 61 – Microfotografias de filonete de quartzo com cristal de apatite (cor rosa), com t. exp. 11,2s

▪ **RS43 - Xisto pelítico brechificado, com filonete de quartzo, carbonatos e sulfuretos**

Nesta lâmina foram observadas apatites com duas gerações distintas, nomeadamente um tipo com cor de CL amarela e outra geração de cor rosa. Ambas aparecem juntas (figura 62b e 62f). Na figura 62a e 62b para além dos cristais de apatite surgem também cristais de quartzo (de cor de CL castanha) e cristais de carbonatos (com cores de CL a variar do castanho ao vermelho alaranjado).

Foi também observada a existência de um filonete com carbonatos de cor vermelho alaranjado e cristais de quartzo com cores de CL acastanhadas (figura 62c e 62d). Quer os carbonatos quer alguns cristais de quartzo apresentam zonamentos bem visíveis (sobretudo nos carbonatos).

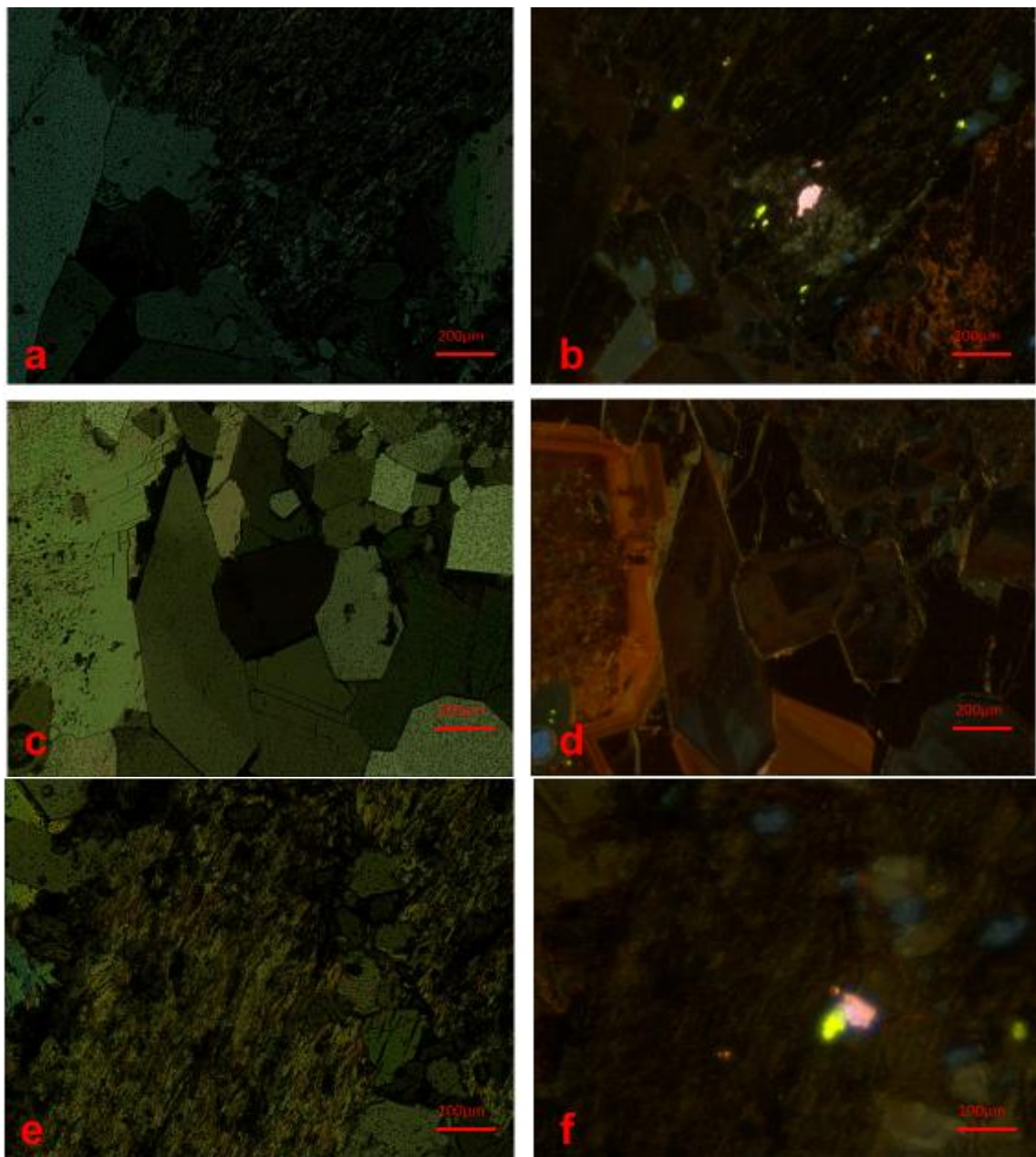


Figura 62 – Apatites de cor amarelada e de cor rosada: a, e) LN (N//), e, f) respetivas imagens de CL (N//), t. exp. 16,3s; Filonete com carbonatos e quartzos, zonados: c) LN (N//), d) CL (N//), t. exp. 33,2s

▪ **RS104 - Alternâncias pelíticas com filonetes de quartzo e carbonatos**

Nesta lâmina observou-se também a existência das duas gerações de apatite distintas já mencionadas anteriormente. No caso da figura 63b observa-se, para além de um cristal bem desenvolvido de apatite de cor rosa, pequenos pontos amarelos dispersos no carbonato. Nesses mesmos carbonatos ocorrem zonas mais escuras (de cor

castanha) e zonas com maior luminescência, com cores de CL em tom de vermelho alaranjado. Note-se também que estes carbonatos não apresentam zonamentos.

Na figura 63d observou-se a presença de apatites, tanto de cor de CL amarela como de cor de CL rosa. Estes cristais de apatite estão associados a um filonete de quartzo com cores de CL castanho esverdeadas (menos luminescentes).

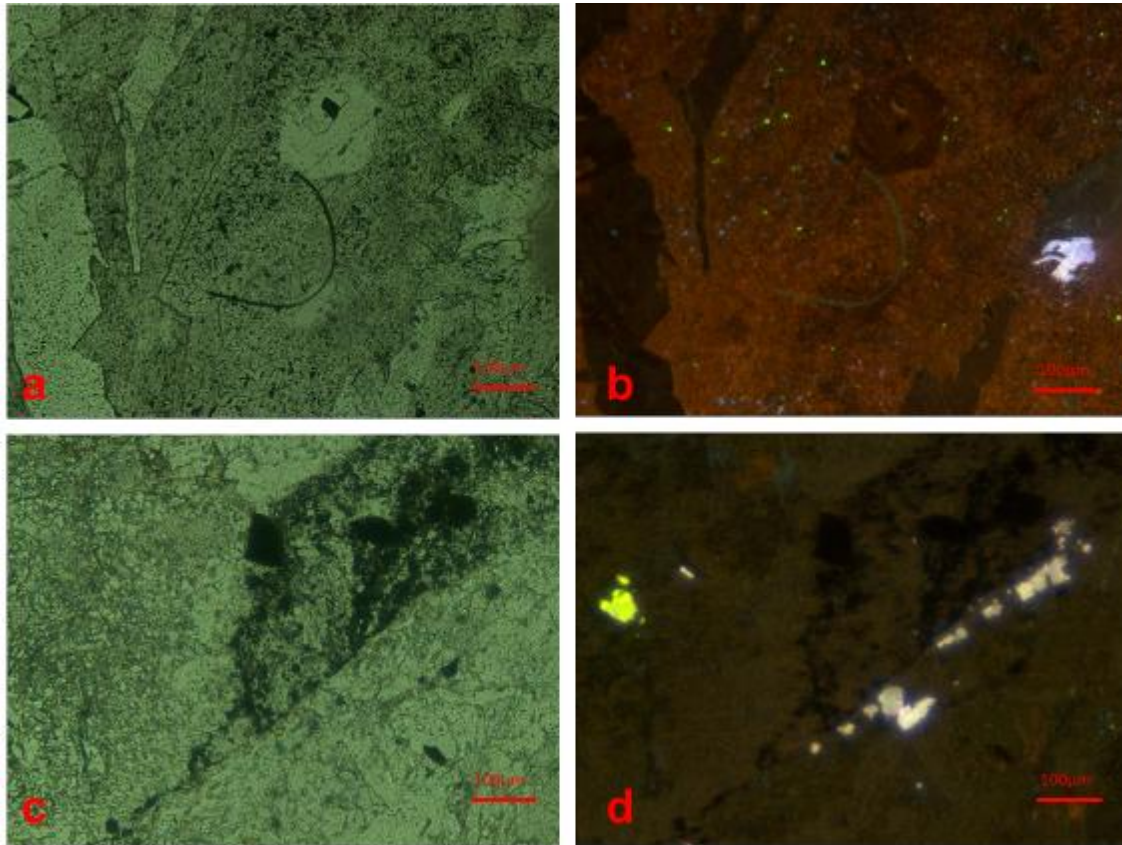


Figura 63 – Microfotografias de filonetes preenchidos por carbonatos (a, b) e por quartzo (c,d). Carbonatos com cristal de apatite: a) LN (N/I), b) CL (N/I), t. exp. 20,4s; Quartzo com cristais de apatite de duas gerações distintas: c) LN (N/I), d) CL (N/I), t. exp. 20,4s

▪ **RS111 - Alternâncias laminadas (com clorite) em contato com quartzito**

Na figura 64a e 64b foi possível observar dois cristais de apatite de de cor amarela, associados à clorite. O mesmo mineral foi observado em outra região da lâmina, a que corresponde a figura 64c e 64d, também aqui parece ter uma relação espacial com as massas cloríticas.

Foi também possível observar carbonatos cuja imagem obtida em catodoluminescência corresponde à figura 64f. Através dessa imagem é observável que os cristais mais desenvolvidos apresentam maior luminescência (com cores alaranjadas) numa massa de cristais menos desenvolvidos, com cores de CL castanho escuras.

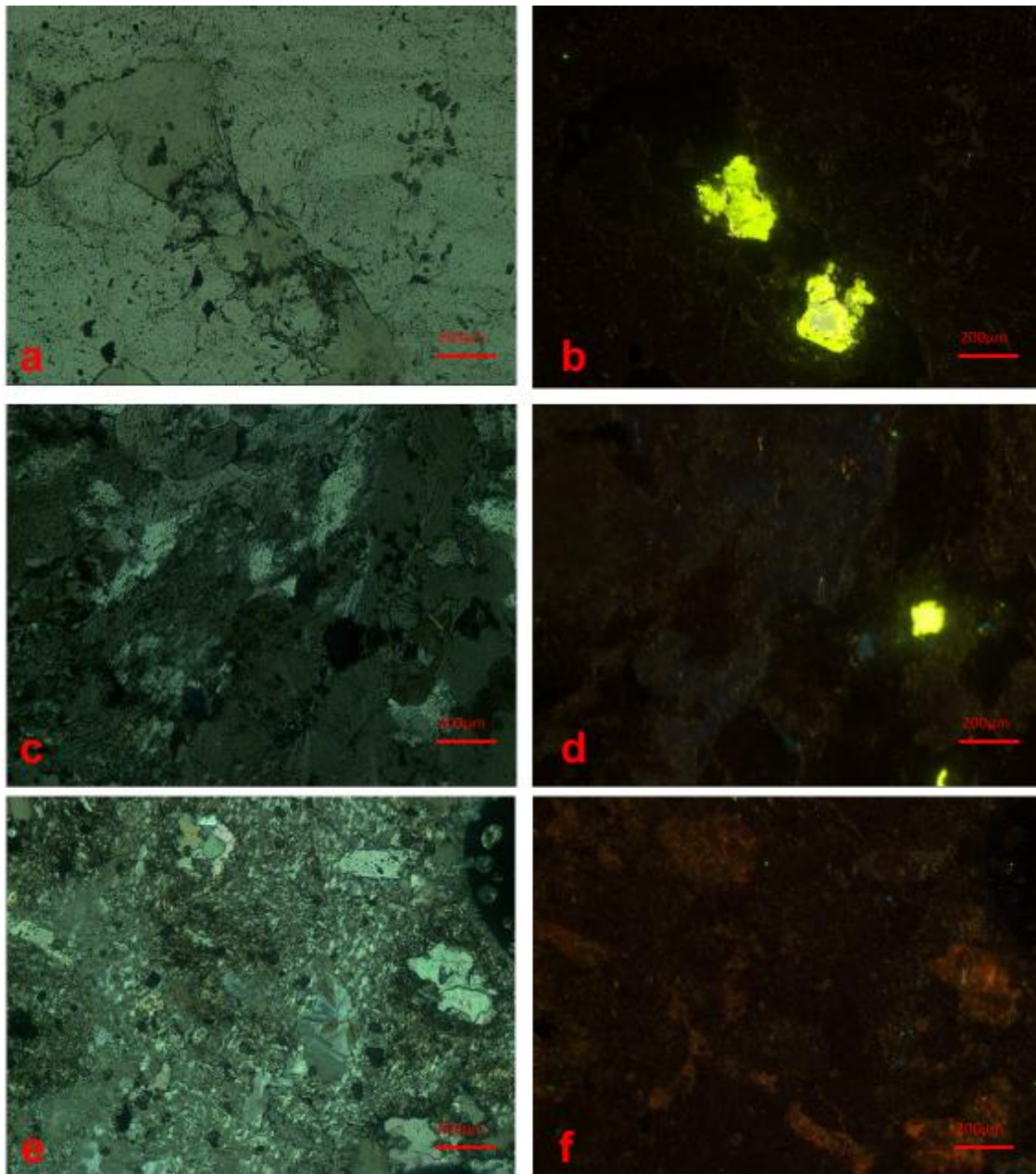


Figura 64 – Microfotografias de cristais de apatite (a, b, c, d) e de carbonatos. Cristais de apatite em massas cloríticas: a) e c) LN (N/I), b) e d) respetivas imagens CL (N/I), b) t.exp. 13s, d) t. exp. 20,4s; Carbonatos: e) LN (N/I), f) CL (N/I), t. exp. 29,7s

Os cristais de quartzo foram analisados tendo em conta o estudo da catodoluminescência realizado por Couto *et al.* 2010. O trabalho destes autores analisa quatro gerações de quartzo distintas, uma de origem hidrotermal, uma epitermal, outra vulcano-sedimentar e ainda outra com origem magmática. Segundo estes, os quartzos de origem hidrotermal podem evidenciar zonamentos não visíveis ao microscópio ótico e exibem normalmente cores que podem variar entre um verde acinzentado a um castanho avermelhado. Por outro lado os quartzos com origem em fluidos epitermais apresentam normalmente maior luminescência, com cores que podem ir de um rosa brilhante a azul. Estes apresentam também, segundo os mesmos autores, zonamento de crescimento concêntrico.

Como se pode observar nas imagens atrás apresentadas, estão presentes apenas duas gerações de quartzo nas amostras estudadas. Comparando os resultados obtidos com o trabalho de Couto *et al.* 2010, estão presentes uma geração de quartzo hidrotermal e uma outra com características que sugerem a existência de uma fase epitermal, embora as suas cores de CL não são exatamente características de uma fase epitermal, pelo que poderão corresponder a uma fase mesotermal. Estes últimos dizem respeito aos quartzos presentes na amostra AS67A. Os quartzos de origem hidrotermal estão presentes nas amostras AS65, AS419 e RS24A. Quanto aos cristais de quartzo presentes na amostra RS43, estes apresentam cor acastanhada, contrastando com os observados em outras amostras. A existência de impurezas diferentes poderá estar na origem desta alteração.

No que respeita às apatites foram identificadas dois tipos distintos. Blanc *et al.* (1994) apresentaram, para a mesma região onde se enquadra este estudo, a presença de dois tipos de apatites que apresentam propriedades distintas em função da sua origem, designadas por tipo I e tipo II.

A apatite do tipo I, segundo os autores, apresenta uma cor de luminescência amarelo forte e a do tipo II apresenta uma cor que varia do amarelo rosado fraco a violeta claro (rosada). Os mesmos autores atribuem essa diferença à presença de uma assinatura geoquímica ditada pela origem do mineral. Assim as apatites tipo I têm assinatura geoquímica ígnea estando intimamente relacionadas com rochas granitóides. Esta assinatura é marcada pela presença de manganês na sua composição. Já as apatites designadas de tipo II, apresentam uma assinatura geoquímica marcada pela presença de elementos de terras raras, tendo usualmente, teores elevados de ítrio e também de silício. Estas correspondem a apatites com origem hidrotermal.

No caso das apatites com origem magmática a cor de luminescência destas está altamente condicionada pela presença de manganês, mais precisamente pela razão entre o manganês e o ferro, sendo que quanto maior essa razão mais luminescente será o mineral, pois o manganês atua como elemento ativador da luminescência. Por outro lado em zonas onde essa razão for menor a luminescência será menor ou nula, pois o ferro atua como elemento inibidor da catodoluminescência (Kempe & Götze, 2002).

A análise das amostras aqui estudadas revelou a existência dos dois tipos de apatite já mencionados, ocorrendo por vezes em simultâneo. Este facto é apontado por Blanc *et al.* (1994) como a existência de um modelo genético resultante de uma atividade hidrotermal tardi-plutónica.

Assim, os cristais de apatite de cor amarelada corresponderão a cristais com assinatura magmática e os cristais rosados corresponderão a apatites de origem hidrotermal. Estes dois tipos ocorrem em simultâneo nas amostras RS43 e RS104.

No caso da amostra AS419, surge um tipo de apatite muito luminescente com cores de CL em tons de bege. Este caso corresponderá também a uma apatite do tipo II, ou seja, com origem hidrotermal, que no entanto poderá estar empobrecida em elementos de terras raras.

Quanto aos carbonatos foram observados cristais com zonamentos e com diferentes graus de luminescência, não apresentando por vezes qual capacidade luminescente que pode ser provocada por elementos inibidores, por exemplo o ferro, como mencionado em Kempe & Götze (2002). Um caso destes diz respeito à lâmina RS24A onde seria de esperar a visualização de carbonatos, o que não aconteceu em catodoluminescência.

Os zonamentos visíveis nos carbonatos observados revelam informações importantes acerca do seu crescimento (figura 62c e 62d). As cores de CL observadas variaram de um tom alaranjado ao castanho, surgindo por vezes zonas em que este contraste de cores é bem visível, o que poderá dever-se à distribuição de elementos inibidores e/ou ativadores da catodoluminescência (ver exemplo das amostras RS43, RS104 e RS111).

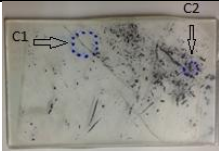
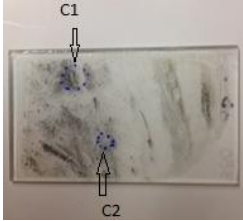
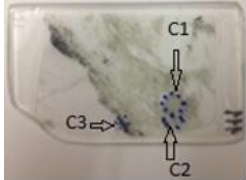
Neste estudo, esta técnica serviu para identificar a presença de uma fase hidrotermal que terá estado na origem do transporte e concentração dos metais, apoiada pela presença de uma influência magmática provocada por uma possível intrusão granítica.

5. Análise ao Microscópio Eletrónico de Varrimento (MEV)

Recorreu-se ao MEV com EDS acoplado para a análise de três das lâminas estudadas. As zonas de interesse foram previamente referenciadas com círculos. Os aspetos analisados com o auxílio deste equipamento foram selecionados tendo em conta a importância da identificação de minerais difíceis de identificar ao microscópio ótico. Minerais estes que, ou por apresentarem reduzidas dimensões ou propriedades anómalas, dificultam a sua identificação. Sendo este um equipamento capaz de apresentar elevada resolução mesmo para ampliações elevadas e permitir a análise semiquantitativa dos elementos presentes num determinado ponto, permitiu-nos assim esclarecer a composição dos elementos causadores de incerteza. Os círculos e respetivos parâmetros examinados em cada lâmina estão descritos a tabela abaixo.

As condições em que foram obtidas as imagens e os espectros estão nas respectivas legendas.

Tabela 7 – Amostras e círculos observados no MEV/EDS, com a descrição dos elementos alvo

Lâmina	Imagem	Círculo	Aspetos a analisar
AS253		C1	Analisar se existe ferro (berthierite?) e/ou variação de composição entre o filonete e as massas;
AS380		C1	Analisar pontos com maior poder refletor em agregado com aspeto brechificado (pirite?);
		C2	Analisar composição: 1) pirite?; 2) Au?; 3) sulfossal?
RS111		C1	Analisar inclusões na esfalerite (pirite?);
		C2	Analisar inclusões na esfalerite (pontos com maior poder refletor);
		C3	Analisar composição: Óxido de titânio?

▪ **AS253 - Filão de quartzo mineralizado**

O interesse em analisar esta lâmina através deste método teve em atenção a presença de um filonete com estibina II que parecia ser cortado por dois cristais do mesmo mineral (C1). O objetivo seria perceber se existiam diferenças de composição entre o filonete e as pequenas massas, ou ainda pesquisar por ferro na sua composição (berthierite residual).

Através da análise de cinco pontos diferentes, que revelaram apresentar a mesma composição (ver espectro e análise semiquantitativa na figura 65) percebeu-se que todo o material é constituído apenas por estibina.

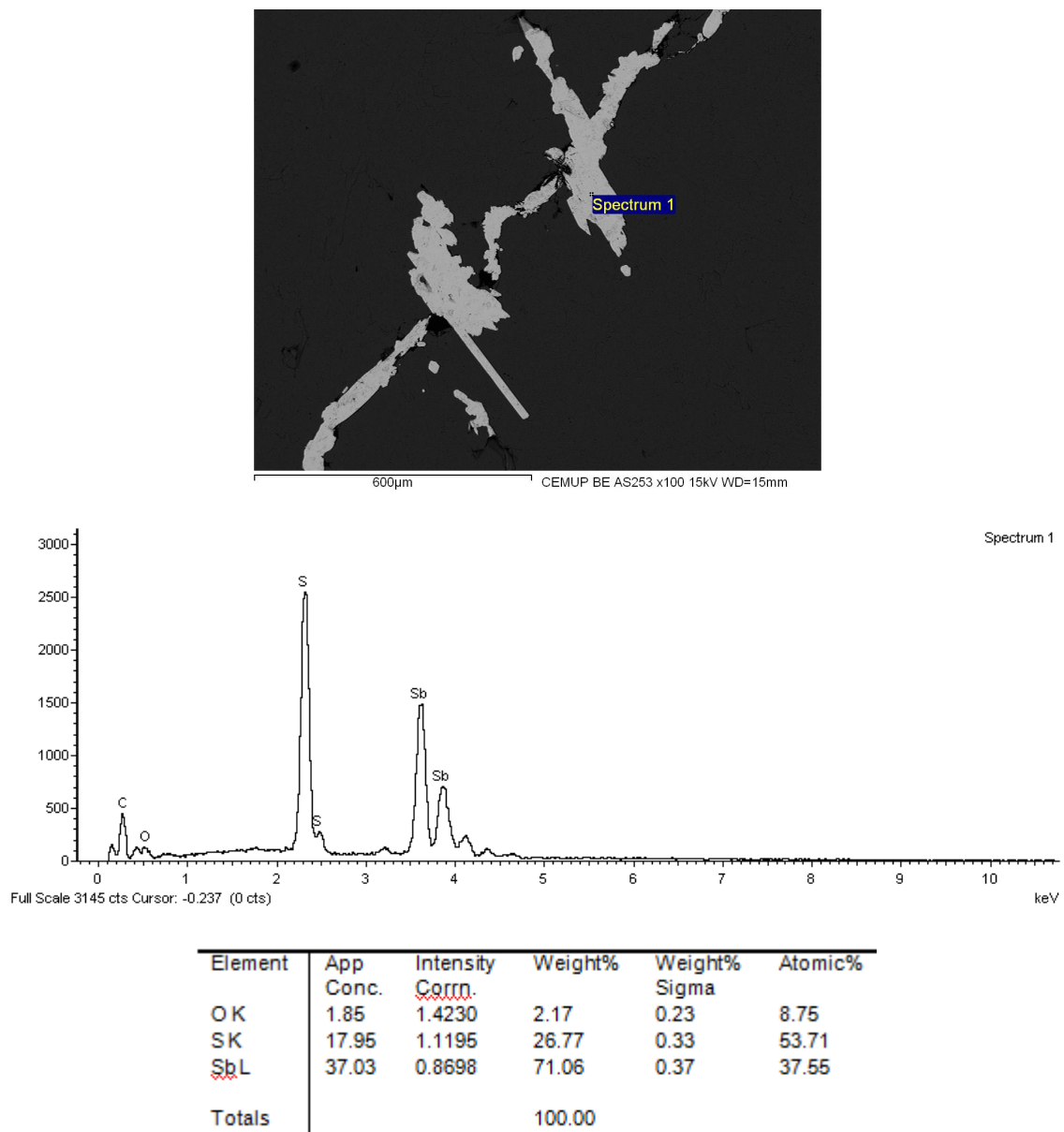


Figura 65 – Imagem, respetivo espectro e resultados da análise semiquantitativa, da estibina II

▪ **AS380 - Filão de quartzo em zona brechificada**

Nesta lâmina aquilo que no círculo 1 julgávamos ser pirite confirmou-se ser esse mesmo mineral. Já no círculo 2, aquilo que se julgava ser um sulfossal (ponto 3) é na realidade estibina, que por estar a preencher uma fratura no meio da pirite aparenta ter uma coloração diferente do habitual, pondo à prova a sensibilidade do observador. Quanto aos pequenos pontos claros (pontos 1 e 2), estes revelaram ser também estibina.

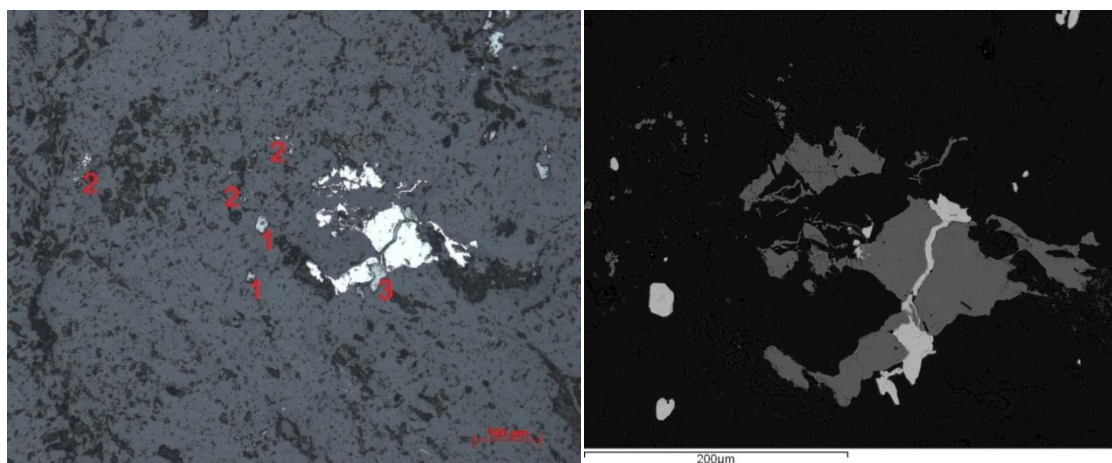


Figura 66 – Imagem da zona de interesse em microscopia de reflexão (à esquerda) e em MEV (à direita), onde se vê uma fratura em um cristal de pirite (cinza escuro – MEV) preenchida por estibina (cinza claro – MEV)

▪ **RS111 - Alternâncias laminadas (com clorite) em contato com quartzito**

Ao analisar o cristal de esfalerite presente do círculo 1 foi possível detetar a ocorrência de inclusões de pirite e de um cristal de fosfatos de terras raras. Surge também junto a este cristal ullmannite.

Na figura 67 temos o espectro da esfalerite que revela, juntamente com os resultados da análise semiquantitativa, a ocorrência de ferro em pequena quantidade, sendo muitas vezes comum a substituição de zinco pelo ferro neste sulfureto de zinco.

Esta esfalerite corresponderá à esfalerite I apresentada por Couto 1993, e de acordo com a autora estará associada a um estágio zincífero anterior à deposição dos minerais antimoníferos.

Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

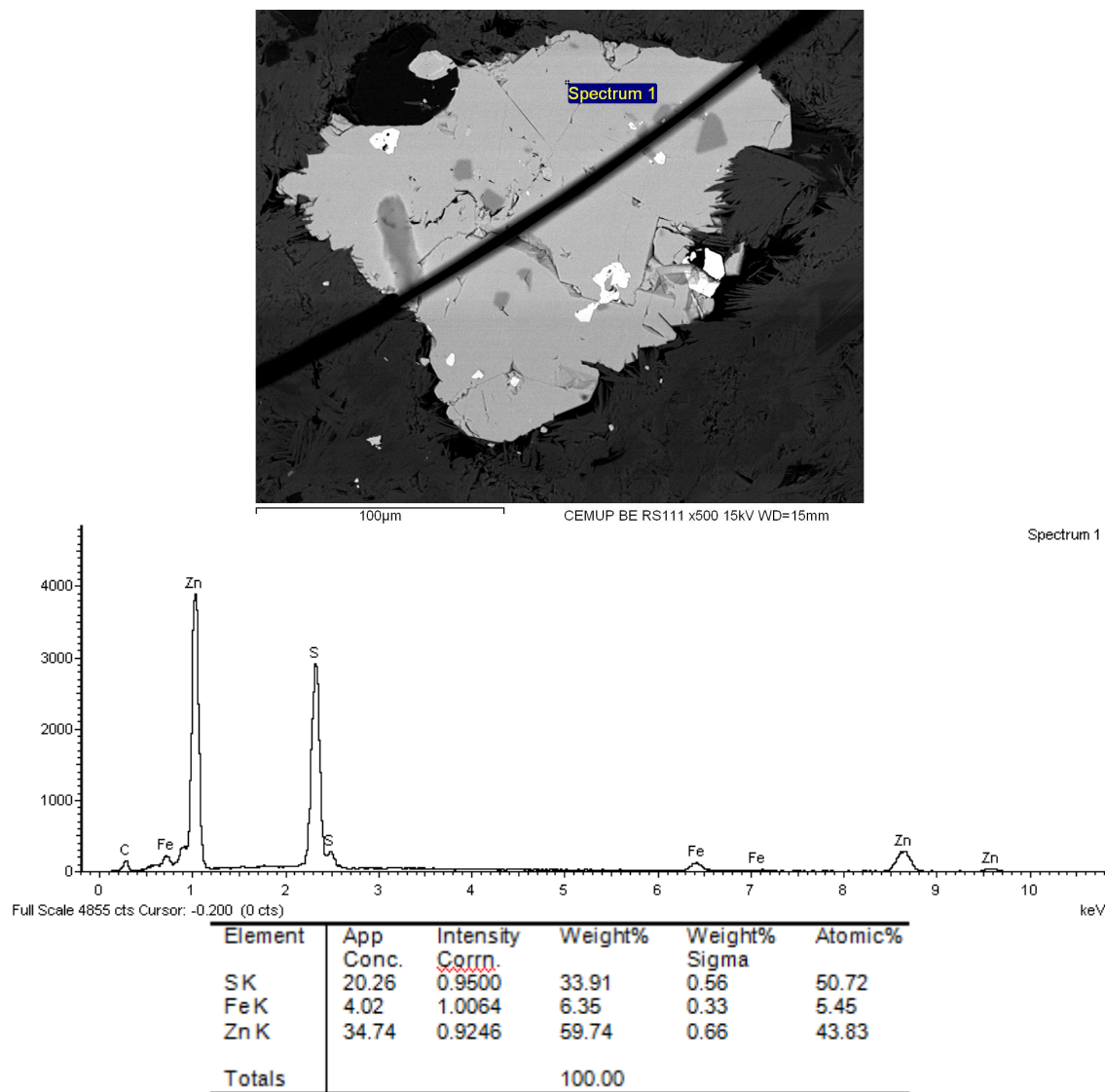


Figura 67 – Imagem, espetros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV - Esfalerite

De entre as várias inclusões presentes neste cristal de esfalerite aqui apresentado temos a pirite que é representada pelas zonas mais escuras, tal como podemos ver na figura 68 (que apresenta respetivo espetro).

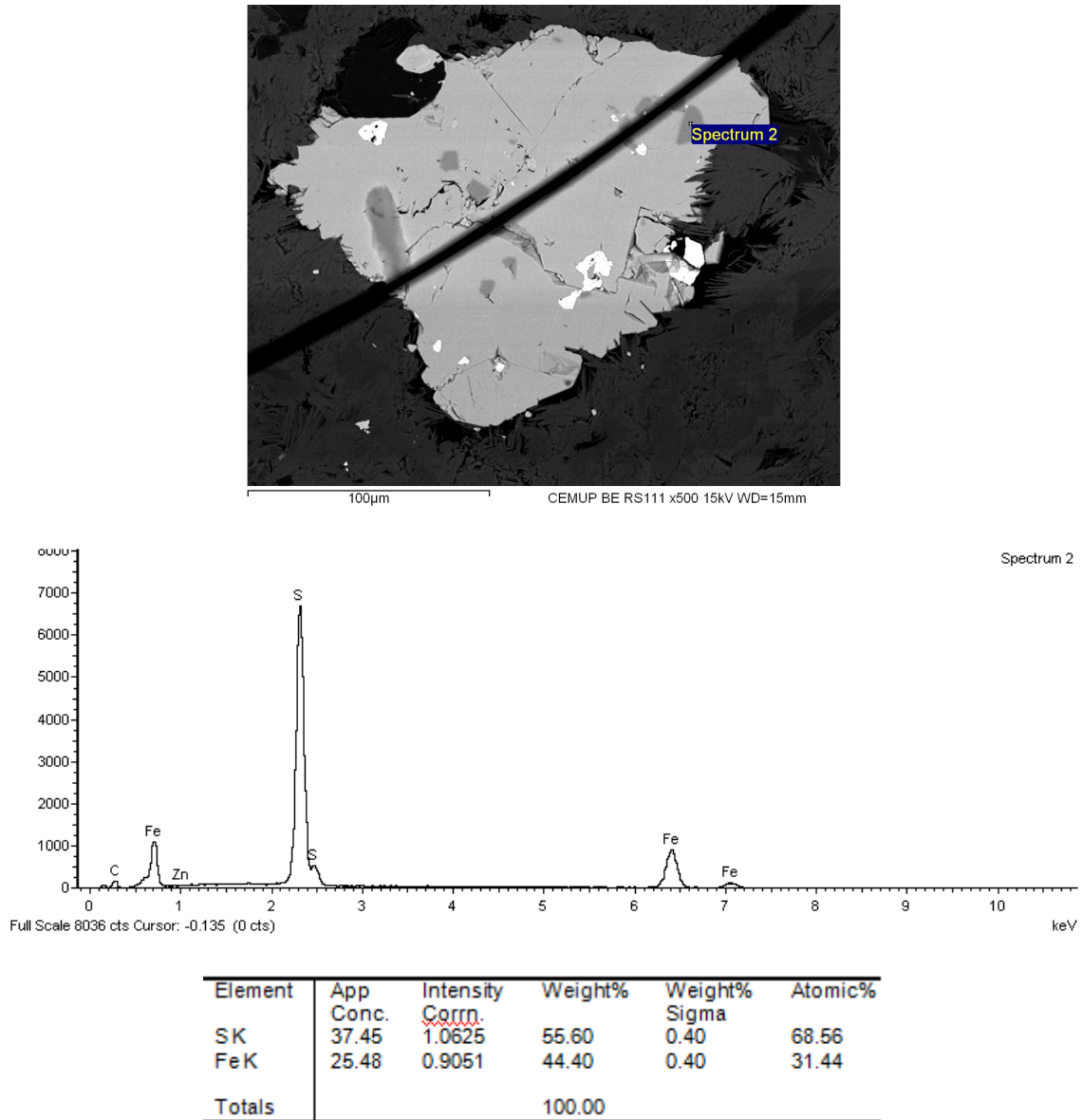


Figura 68 – Imagem, espetros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV. Inclusões de pirite na esfalerite

Um outro aspeto interessante observado junto ao mesmo cristal de esfalerite diz respeito à presença de cristais de ullmannite. Trata-se de um sulfureto de antimónio e níquel (NiSbS) e está representado pelas zonas mais claras. Este mineral pode sofrer substituição do níquel por ferro ou cobalto, revelando a análise semiquantitativa (figura 69) uma escassa presença de ferro.

Estudo de testemunhos de sondagens das minas de antimónio e ouro de Alto do Sobrido e Ribeiro da Serra (Distrito Mineiro Dúrico-Beirão)

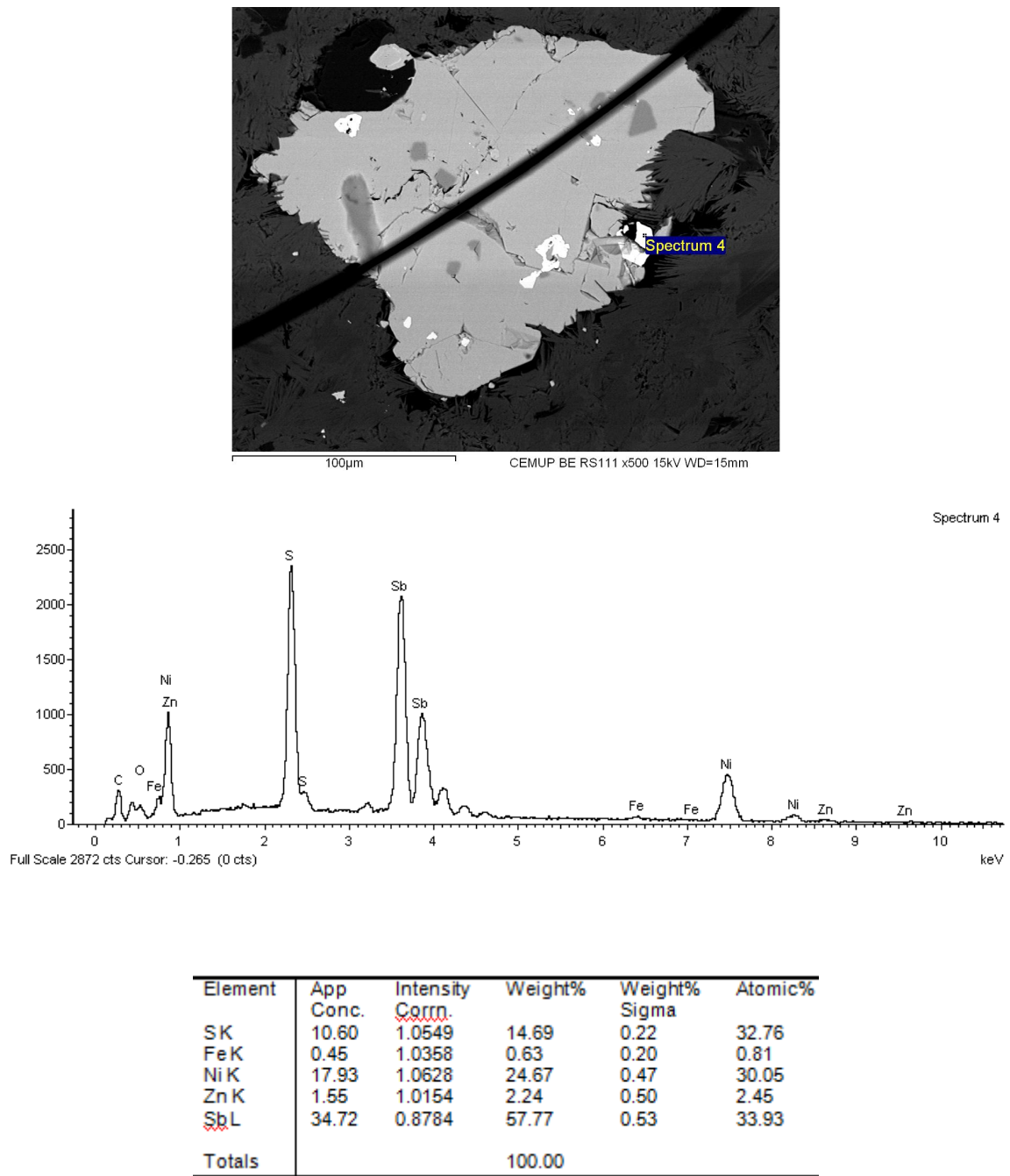


Figura 69 - Imagem, espectros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV. Ullmannite (sulfureto de antimónio e níquel) associado a cristal de esfalerite

Ainda no mesmo cristal de esfalerite presente no círculo 1 surgiu um cristal de um fosfato com terras raras (marcado com um “X” na figura 70) que continha na sua composição Y, Sm, Gd e Dy. Próximo a este cristal estão pequenos pontos mais

claros marcados pela presença de Th, Si e P no cristal de esfalerite (ver figura 70). A presença destes elementos poderá estar relacionada com o fosfato atrás referido.

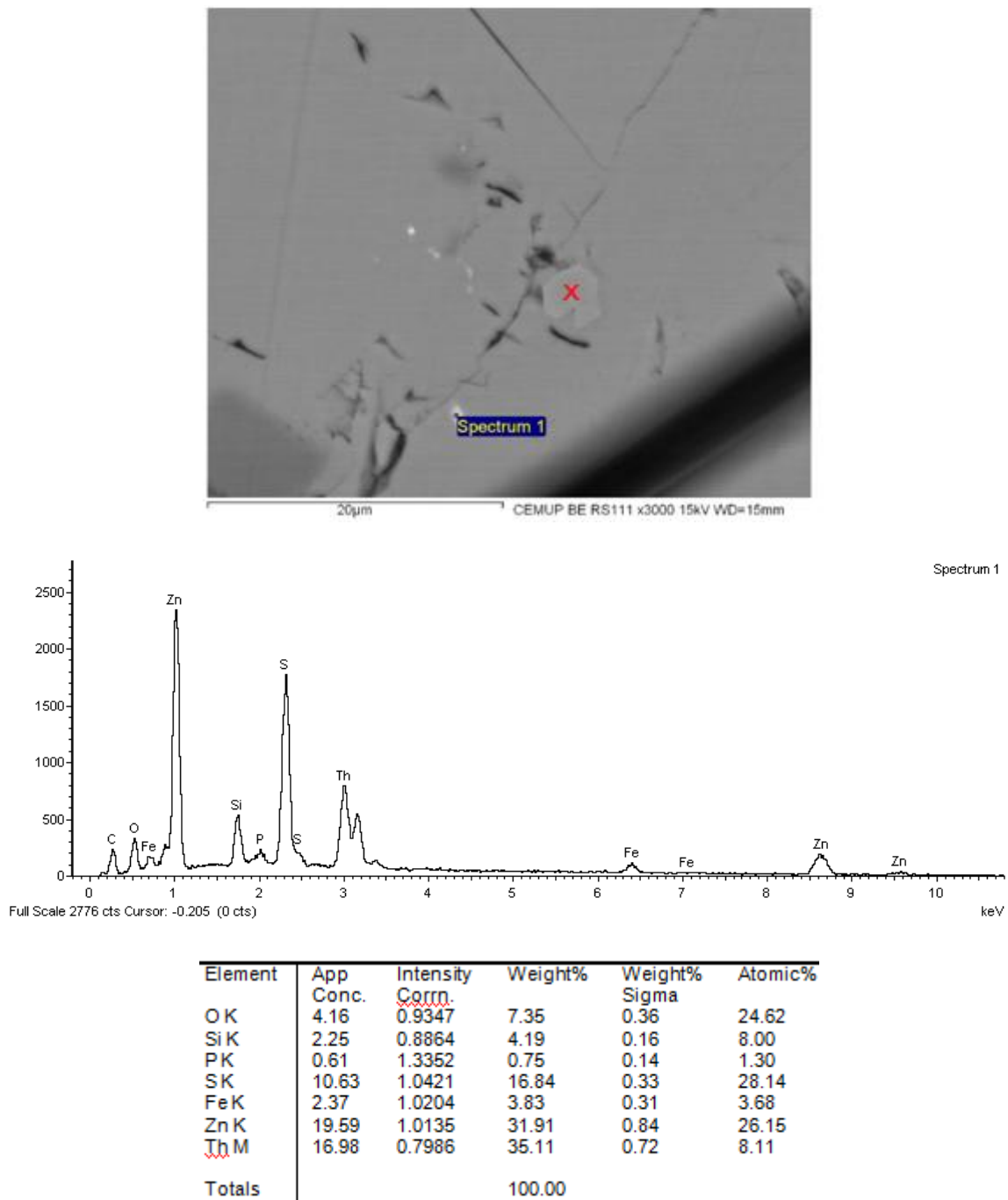


Figura 70 – Imagem, espectros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV. Pequenos pontos na esfalerite com presença dos elementos Th, Si e P

Na zona de transição do círculo 1 para o círculo 2 está presente um pequeno cristal de galena antimoniífera (sulfureto de chumbo pobre em antimónio), cujo espectro está

assinalado na imagem da figura 71 (marcado por um ponto de maior poder refletor). Este mineral está situado entre o encaixante e carbonatos que preenchem filonete (zona mais escura). Englobado por este filonete está um cristal de esfalerite.

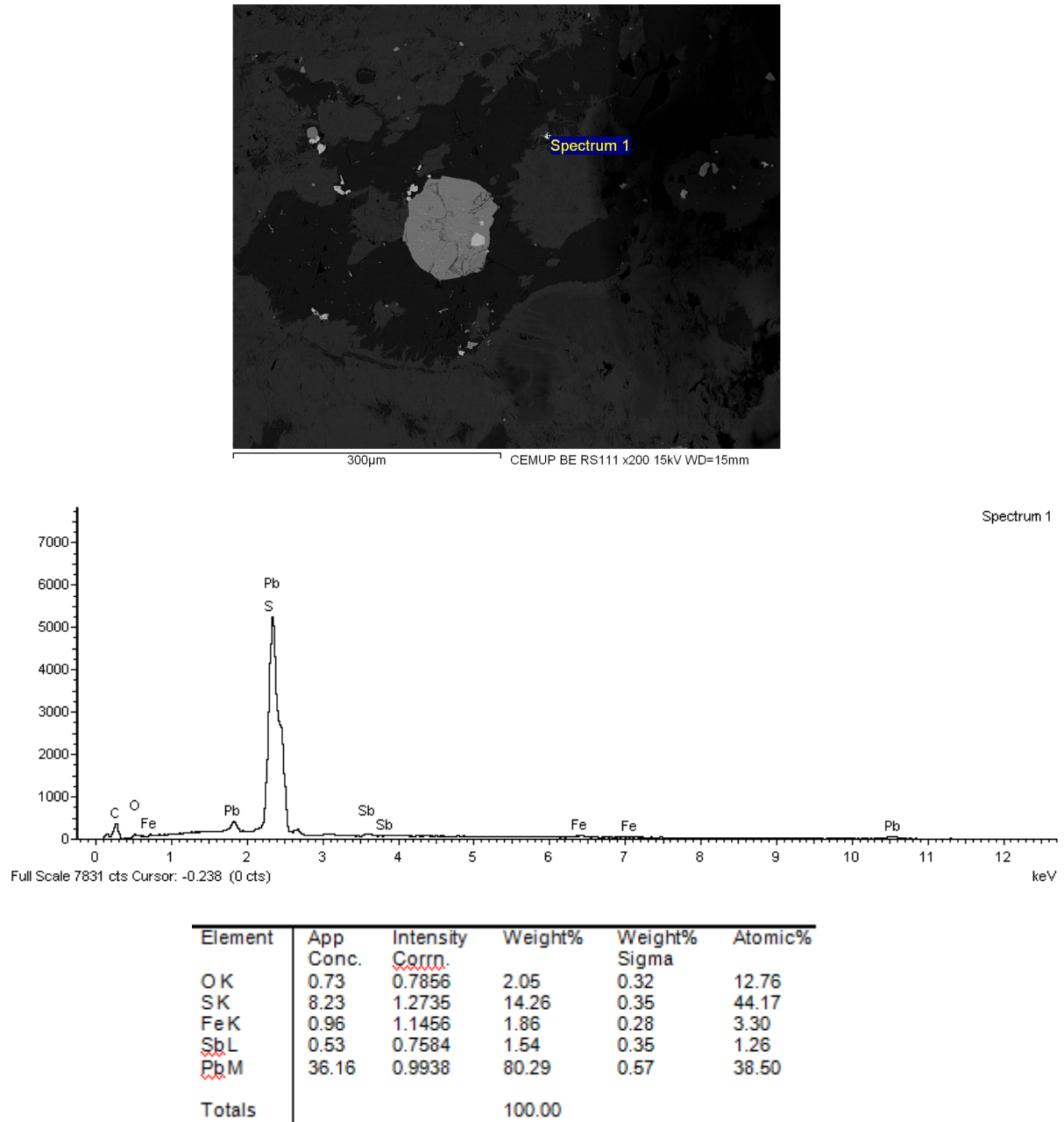


Figura 71 – Imagem, espectros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV. Pequeno cristal de galena

O mesmo cristal de esfalerite atrás mencionado apresenta inclusões de ullmannite. Desta vez este mineral está marcado pela presença de cobalto na sua composição (como podemos ver através da análise dos elementos presentes na figura 72).

Isto deve-se, como já referido anteriormente à substituição do níquel por esse mesmo elemento.

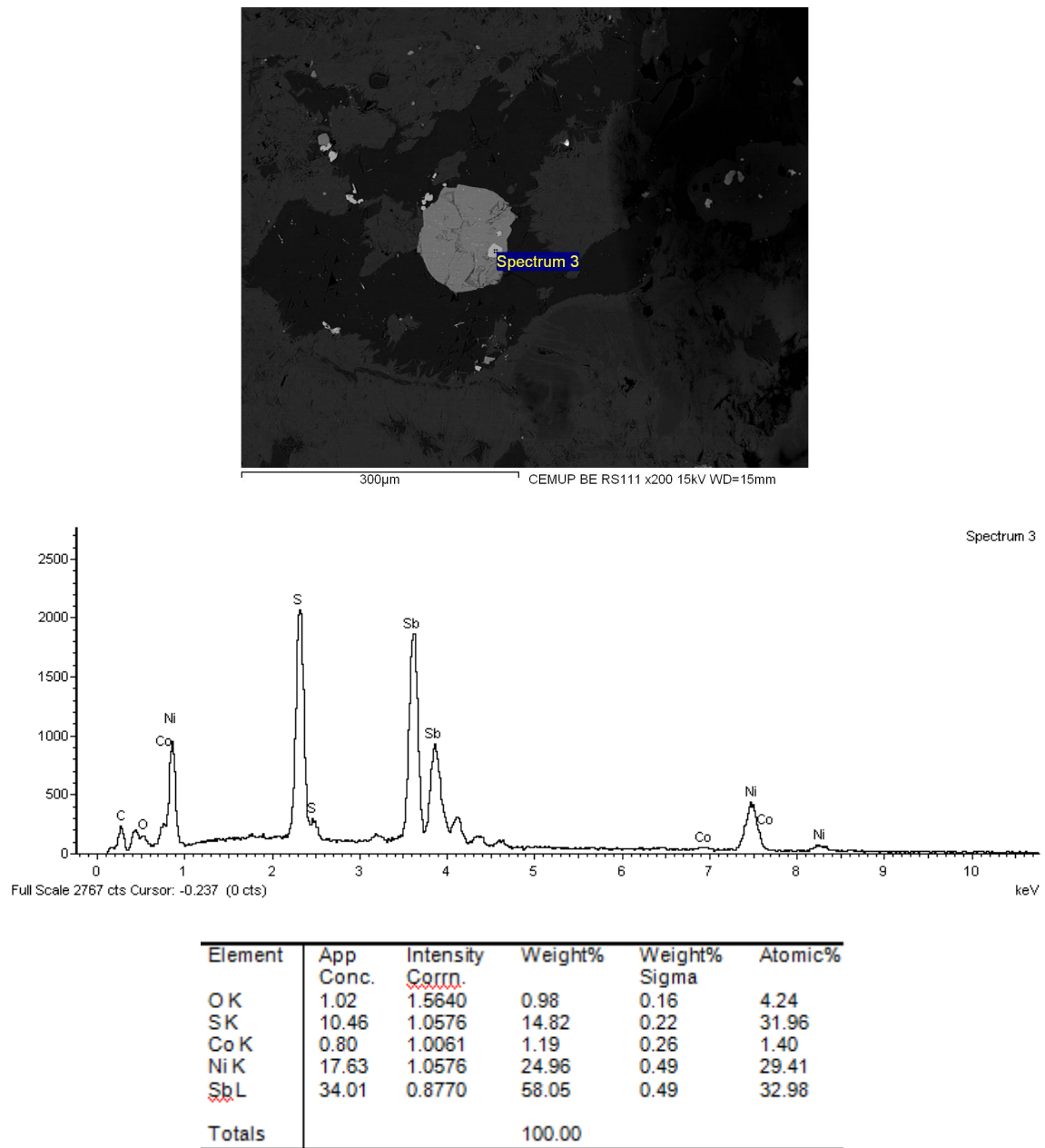


Figura 72 – Imagem, espectros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV. Ullmannite (sulfureto de antimónio e níquel) associado a cristal de esfalerite. Aqui podemos ver a ocorrência de Co no cristal de ullmannite

Ao analisar o círculo 2 observou-se novamente a presença de inclusões de ullmannite num cristal de esfalerite. Juntamente a este surge também a presença de um sulfossal, nomeadamente a jamesonite ($\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$) cujo espectro e análise semiquantitativa estão presentes na figura 73. Na mesma figura, assinalado com um

“X” ocorre um carbonato de cálcio e magnésio (com presença de Mn e Fe) que poderá ser dolomite (contudo não foi efetuada análise semiquantitativa).

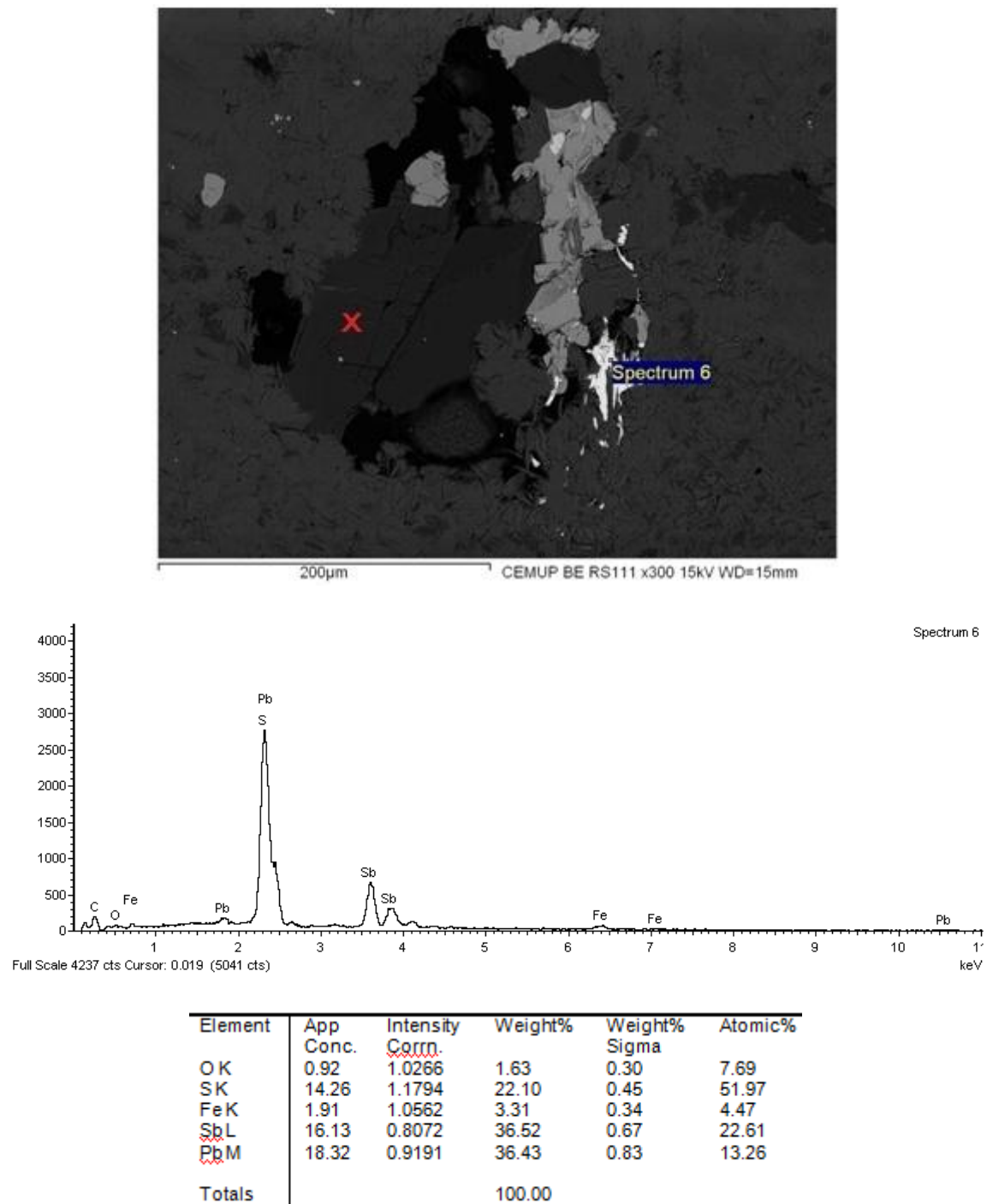


Figura 73 – Imagem, espetros e análise semiquantitativa obtidos ao MEV. Jamesonite (sulfossal) em contato entre esfalerite e encaixante

A análise do círculo 3 revelou, tal como se previa, a presença de óxidos de titânio. Estes apresentam inclusões de zircão e de fosfatos com terras raras (La, Ce e Nd).

5.1. Conclusões do estudo ao MEV

Com este estudo, e atendendo ao exemplo da amostra AS380 podemos ver que por vezes as observações ao microscópio ótico podem induzir o observador em erro. Neste exemplo temos estibina a preencher uma fratura num cristal de pirite que, por apresentar maior poder refletor que a estibina e estando estes num fundo mais escuro (com menor poder refletor), a estibina parecia apresentar uma coloração azulada quando observada ao microscópio ótico.

Um outro aspeto que se esperava alcançar com o auxílio desta técnica era a observação de ouro, o que não aconteceu.

No que respeita à lâmina proveniente da amostra 111 de Ribeiro da Serra (RS111), esta revelou alguns aspetos interessantes e de extrema importância para este estudo, sendo estes:

- A existência de inclusões de ullmannite em cristais de esfalerite. Este sulfureto de antimónio e níquel foi pela primeira vez visualizado neste distrito mineiro por Couto (1993) no jazigo de Ribeiro da Igreja, onde foi pela primeira vez assinalado numa única amostra.
- A ocorrência de fosfatos com terras raras poderá servir de apoio à existência de um processo de origem hidrotermal no transporte de metais.
- Ocorrência de cristais de esfalerite com presença de ferro, a qual corresponderá a uma esfalerite primária, ao contrário dos cristais secundários observados em outras amostras.
- Presença de galena e de jamesonite que, de acordo com Couto 1993, corresponderam ao estágio “plumbi-zincífero”. Segundo a mesma autora a jamesonite fazia já parte do quadro paragenético de Alto do Sobrido, mas não tinha sido visualizada em Ribeiro da Serra.

De seguida apresenta-se um quadro resumo com todos os minerais identificados através das diferentes técnicas utilizadas. Este faz referência à técnica utilizada na identificação e às principais características do mesmo mineral.

Tabela 8 – Minerais identificados e técnicas utilizadas

Metodologia	Petrografia Luz transmitida/refletida	Catodoluminescência	MEV
Mineral			
Apatite	Semelhante ao quartzo em luz transmitida; Apresenta relevo elevado;	2 tipos distintos: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Ígnea (cor amarelada) ▪ Hidrotermal (cor rosada); 	-
Arsenopirite	Em cristais automorfos; Por vezes maclados (macla em ampulheta);	-	-
Berthierite	Pouco frequente; Surge sob a forma de cristais aciculares;	-	-
Calcopirite	Surge muito raramente associada à esfalerite secundária;	-	-
Carbonatos	Geralmente posteriores ao quartzo (a preencher cavidades);	Castanho a laranja; Por vezes não apresentam luminescência;	Ca e Mg;
Clorite	Mineral de alteração; Origem metamórfica;	-	-
Esfalerite I	Com reflexões internas avermelhadas;		Com algum Fe;
Esfalerite II	Sob a forma bobrióidal (esferolítica); Reflexões internas amarelas; Associada à estibina II;	-	-
Estibina I	Sob a forma acicular ou colunar; Com maclas mecânicas;	-	-
Estibina II	Textura fina (fibras imbricadas);	-	-
Galena	-	-	Com pouco Sb;
Jamesonite	-	-	Com pouco Fe;
Melnicovite	Pirite tardia sob a forma microcristalina; Resultante da alteração da berthierite;	-	-
Pirite I	Mais precoce; Surge em cristais romboédricos; Ligeiramente anisotrópica;	-	-
Pirite II	Associada a filonetes de quartzo ou de carbonatos;	-	-
Quartzo	Mineral mais frequente; Geralmente sob a forma de quartzo maciço branco a acinzentado;	Hidrotermal (cores entre um verde acinzentado a um castanho alaranjado ou rosado);	-
Sericite	Massas sericiticas a recrystalizar para moscovite secundária;	-	-
Ullmannite	-	-	Por vezes com Co;

***Capítulo IV –
Discussão e
Conclusões finais***

Estudo paragenético

Couto (1993) observou, para a associação Sb-Au, a existência de quatro estádios mais um de remobilização, em que o primeiro estádio “ferri-arsenífero” é mais discreto quando comparado com os jazigos do tipo Au-As.

Com base nos resultados obtidos, observamos a existência de dois estádios de mineralização principais (presentes em ambos os jazigos) e um outro estádio que corresponderá ao estádio de remobilização. Estes estádios principais dizem respeito a um primeiro estádio “ferri-arsenífero” (marcado pela presença de pirite e rara arsenopirite) e ao estádio “antimonífero” (representado pelos sulfuretos de antimónio).

Além dos estádios atrás mencionados podemos considerar a existência de dois outros estádios mineralizantes em Ribeiro da Serra, isto com base nas observações feitas na lâmina RS111. Comparando estes resultados com quadros paragenéticos apresentados por Couto 1993 para algumas minas da região podemos considerar que a esfalerite presente na amostra RS111 corresponderá a uma esfalerite I resultante de um estádio “zincífero” e que a jamesonite e a galena observadas na mesma amostra corresponderam ao estádio “plumbi-zincífero” definido pela mesma autora. Este último estaria presente em Alto do Sobrido, o que não se observou neste presente trabalho.

O estádio de mineralização de carácter antimonífero está marcado sobretudo pela presença de berthierite que fora mais tarde remobilizada sofrendo destabilização e alterando para estibina II (secundária). A estibina I (primária) não está tão presente nas amostras estudadas, surgindo sobretudo associada a filões de quartzo mais possantes (como é o caso da amostra AS76). Em Alto do Sobrido, Couto (1993) divide este estádio “antimonífero” em dois. Um primeiro marcado pela formação de berthierite e o segundo pela formação de estibina. Em Ribeiro da Serra, os sulfuretos do estádio “antimonífero” estão associados não só a quartzo mas também a carbonatos.

O estádio de remobilização está marcado pela presença de estibina II no lugar da berthierite e de outros minerais secundários, como é o caso da esfalerite secundária, de melnicovite e rara calcopirite. A circulação de fluidos mais tardios, ricos em Pb-Zn(Ag), ao longo das mesmas fraturas onde se instalaram os minerais dos estádios mais precoces, terá remobilizado parte dos metais pré-concentrados (em especial Sb) dando origem a minerais secundários e a sulfossais com crescente aumento de teores em Pb (Couto 1993).

Um outro mineral observado numa amostra proveniente de Ribeiro da Serra é a ullmannite que fora detetada apenas em Ribeiro da Igreja (Couto 1993).

Um dos objetivos deste trabalho seria a observação de ouro, o que não se veio a revelar nem mesmo com o auxílio do MEV.

Os aspetos atrás descritos estão resumidos nos quadros paragenéticos apresentados nas tabelas 9 e 10. Para além dos minerais observados e respetivos estádios de mineralizações faz-se referência também à ocorrência dos minerais com base nas observações efetuadas. Trata-se apenas de uma classificação visual. Os quadros foram adaptados de Couto 1993.

Tabela 9 – Quadro paragenético de Alto do Sobrido, adaptado de Couto 1993

	1 Ferri-arsenífero	2 Antimonífero I	3 Antimonífero II	4 Remobilização
Quartzo Arsenopirite I Pirite I	pf x pf			
Quartzo Berthierite		a pf		Estibina II - a Esfalerite II - r Pirite III (melnicovite) - r
Quartzo Pirite II Estibina I			f pf pf	

a – abundante; f – frequente; pf – pouco frequente; r – raro; x – observado em apenas uma amostra

Em Alto do Sobrido (tabela 9) podemos ver que o estágio dominante é o estágio “antimonífero I”, tendo este sofrido forte alteração por parte do estágio de remobilização. Devemos ter em conta também que neste trabalho não se observou a distinção entre o estágio “antimonífero I” e o estágio “antimonífero II”, no entanto considera-se aqui esta distinção com base em trabalhos anteriores, nomeadamente de Couto 1993.

No quadro de Ribeiro da Serra (tabela 10) a ocorrência dos estádios “zincífero” e “plumbi-antimonífero”, assim como a presença de uma geração de pirite associada aos carbonatos são as principais alterações ao quadro apresentado por Couto 1993.

Tabela 10 – Quadro paragenético de Ribeiro da Serra, adapdato de Couto 1993

	1 Ferri- arsenífero	2 Zincífero	3 Plumbi- antimonífero	4 Antimonífero	5 Remobilização
Quartzo Arsenopirite I Pirite I	pf r pf				
Esfalerite I		r			
Jamesonite Galena			x x		
Quartzo Carbonatos Pirite II Berthierite Estibina I				f f r pf pf	Estibina II- f Esfalerite II- rr Calcopirite II -rr

f – frequente; pf – pouco frequente; r – raro; rr – muito raro; x – observado em apenas uma amostra

Controlos das mineralizações

Com base nas observações efetuadas durante a realização deste estudo observou-se que, quer em Alto do Sobrido quer em Ribeiro da Serra parece existir um importante controlo estrutural. As mineralizações estão sobretudo associadas a filões e filonetes que se terão instalado em fraturas de origem tectónica. A ocorrência de filonetes que se entrecruzam com desligamento entre eles sugerindo a existência de movimentos conjugados, e ainda a instalação destes filões e filonetes em zonas brechificadas são prova da importância destes controlos estruturais. Couto 1993 faz referência à influência dos dobramentos provocados pelas fases de deformação ante e pós Estefaniana que levaram à formação de fraturas de tração e cisalhamento que foram posteriormente preenchidas pelas mineralizações, estabelecendo uma importante relação estrutural entre estes jazigos de Sb-Au e a sua proximidade à Zona de Cisalhamento do Douro. Este aspeto é também debatido por Couto *et al.* 2016 que defendem que as fraturas relacionadas com esta zona de cisalhamento terão permitido a ascensão de fluidos hidrotermais que por sua vez contribuíram para a concentração e deposição de pré-concentrações de metais.

Embora não tão importantes como nas mineralizações do tipo Au-As do flanco normal do Anticlinal de Valongo, onde Couto (1993) refere haver um importante controlo litoestratigráfico, aqui os controlos deste tipo são marcados sobretudo pelas alternâncias de rochas competentes e incompetentes do Câmbrico e por vezes pela brecha de base do Carbonífero (Couto *et al.* 2016). Estes mesmos autores fazem referência ao jazigo de Alto do Sobrido onde os filonetes presentes na brecha de base desaparecem por completo no contacto com os xistos do Carbonífero.

Alguns aspetos que provam a existência de controlos litoestratigráficos visualizados neste trabalho têm a ver com a ocorrência de filonetes que se instalaram em alternâncias pelíticas em contacto com quartzitos, estando por vezes dispostos ao longo dos planos de estratificação das mesmas. No que respeita à brecha de base apenas se observou uma amostra, a qual não revelou quaisquer minério, pelo que as interpretações não podem ser conclusivas no que respeita a este litótipo. Contudo cabe aqui realçar que segundo Couto 1993, esta apresenta significativas anomalias de teor em Sb e Au.

Modelo genético das mineralizações

Couto (1993) procura relacionar a origem das mineralizações deste distrito mineiro com a uma possível existência de granitos não aflorantes que terão contribuído como fonte de calor para a circulação de fluidos hidrotermais, que por sua vez serviram como fonte de transporte e concentração de metais. Este modelo é suportado pela presença de granitos albitizados não aflorantes, observados na mina de Ribeiro da Serra (Couto *et al.* 1999). Blanc *et al.* (1994), num estudo sobre as apatites do norte de Portugal, e em particular da região de Valongo, defende também a existência de um modelo genético resultante de uma atividade hidrotermal tardi-plutónica.

O estudo em catodoluminescência elaborado ao longo deste trabalho serve também de suporte para esta ideia, com base na presença de minerais de quartzo e de apatite com origem hidrotermal e ainda de apatites com assinatura ígnea que terão tido origem em fluidos magmáticos.

A ocorrência de fosfatos com terras raras, visualizados ao MEV, pode também ser um indicador da presença de uma fonte hidrotermal.

Couto (1993) defende ainda que os metais presentes nestas mineralizações estariam pré-concentrados nos sedimentos, referindo também a existência de um possível

contributo dos níveis vulcano-sedimentares presentes na região. A ocorrência de diabases que cortam os metassedimentos no flanco inverso do anticlinal terá contribuído para a ascensão de fluidos hidrotermais profundos com origem num metamorfismo de baixo grau (epizonal) (Couto *et al.* 2016).

Comparação com outros distritos mineiros

Podemos estabelecer uma analogia entre as mineralizações do Distrito Mineiro Dúrico-Beirão e outros distritos presentes em outros maciços Variscos. Temos como exemplos as mineralizações deste tipo que ocorrem no Maciço Central francês estudadas por Bril & Beaufort (1989) e Boiron *et al.* 1990, em Marrocos (Kosakévitch & Möelo 1982) ou ainda em Mari Rosa (Centro Oeste de Espanha) estudadas por Ortega *et al.* 1996. Uma grande parte destes jazigos do tipo Sb-Au estão marcados pela ocorrência da associação Pb-Zn(Ag) num episódio mais tardio relativamente a estes, o que leva em muitos casos, à existência de uma sobre-imposição e consequente remobilização dos minerais formados no estágio antimonífero.

À semelhança do que ocorre na região de Valongo, nomeadamente ao longo do flanco inverso do Anticlinal de Valongo, são vários os distritos auríferos que apresentam relações de proximidade com bacias carboníferas instaladas ao longo de zonas de cisalhamento com origem em eventos tectónicos tardi-Variscos, como é exemplo o distrito de Pontgibaud localizado no Maciço Central francês (Bril H. *et al.* 1991). A existência de importantes zonas de cisalhamento com origem no colapso tardi-Varisco, com um enorme contributo para a ocorrência de mineralizações deste tipo está bem presente no Maciço Central francês (Bellot *et al.* 2003).

Referências
Bibliográficas

- Bellot J., Lerouge C., Bailly L. & Bouchot V., 2003. The Biards Sb-Au-Bearing Shear Zone (Massif Central, France): An Indicator of Crustal-Scale Transcurrent Tectonics Guiding Late Variscan Collapse. In: *Economic Geology* (2009) 98 (7): 1427-1447.
- Blanc P., Roger G. & Couto H., 1994. Recherche de signatures magmatique et hydrothermale dans des apatites du nord du Portugal: étude par cathodoluminescence, microscopie électronique à balayage et microsonde électronique in *Bull. Soc. géol. France*, t. 165, nº4, pp. 329-339.
- Boiron M. C., Cathelineau M., Dubessy J. & Bastoul A. M., 1990. Fluids in Hercynian Au veins from the French Variscan belt. *Miner. Mag.*, London, 54, 2: 231-243.
- Bril H. & Beaufort D., 1989. Hydrothermal alteration and fluid circulation related to W, Au and Sb vein mineralizations, Haut Allier, Massif Central, France. *Econ Geol* 84: 2237-2251
- Bril H., Bonhomme M.G., Marcoux E. & Baubron J.C., 1991. Ages K/Ar des minéralisations de Brioude-Massiac (W-Au-As-Sb; Pb-Zn), Pontgibaud (Pb-Ag; Sn), et Labessette (As-Pb-Sb-Au): Place de ces districts dans l'évolution géotectonique du Massif Central français. In: *Mineralium Deposita*, v. 26, p. 189–198.
- Cabral J. A. C. N., 1883. Relatório da Mina de Ribeiro da Serra. 18pp. Lisboa.
- Carvalho A. D., 1964. Plano para o reconhecimento das Minas de antimónio e ouro de Alto do Sobrido e outras. 29pp. Arquivo do Serviço de Fomento Mineiro. Porto. (Inédito).
- Couto H., 1993. As Mineralizações de Sb-Au da Região Dúrico-Beirã. Tese para a candidatura ao grau de doutor em geologia pela Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 2 Vol., 1993, 607pp.
- Couto H., 1995. As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã: Controlos das mineralizações, hipóteses genéticas e relação com mineralizações de Pb-Zn (Ag) e Sn-W. Universidade do Porto – Faculdade de Ciências. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico. Memória nº 4, p. 541-546.
- Couto H., 2010. Ouro e sulfuretos do Distrito Mineiro Dúrico-Beirão. In: *Ciências geológicas. Ensino e Investigação e a sua História*.

- Couto H., 2014. Ouro explorado pelos Romanos em Valongo: controlos das mineralizações auríferas. CMR'14 – 1º Congresso sobre Mineração Romana em Valongo, Valongo, 7 e 8 de Novembro de 2014. p. 48-57.
- Couto H. & Borges F., 2005. Stratiform Sb and Au mineralizations in the Hercynian Dúrico-Beirã area (North Portugal). Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August 2005. Chapter 2-5.
- Couto H., Borges F.S. & Roger G., 2007. Late Palaeozoic orogenic gold-antimony deposits from the Dúrico-Beirã area (North Portugal) and their relation with hidden granitic apexes. In: Proceedings of the ninth biennial meeting of the society for geology applied to mineral deposits Dublin, Ireland 20th-23rd august 2007.
- Couto H., Knight J. & Jesus A. P., 2014b. Paleozóico da Área Metropolitana do Porto: estratigrafia, paleontologia e mineralizações associadas. IX Congresso Nacional de Geologia / 2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa. Porto, Portugal. 57-71.
- Couto H., Knight J. & Lourenço A., 2013. Late Ordovician ice-marginal processes and sea-level change from the north Gondwana platform: Evidence from the Valongo Anticline (northern Portugal). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 375, 1-15.
- Couto H., Knight J. & Lourenço A., 2014a. Rifting at the Cambrian-Ordovician transition in northwestern Portugal. Comunicações Geológicas (2014) 101, Especial I, 251-254.
- Couto H., Lourenço A., 2011. História Geológica do Anticlinal de Valongo: Evolução da terra e da vida.
- Couto H., Lourenço A. & Sodrê Borges F., 2010. Estudo de quartzos em catodoluminescência. In: Revista Electrónica de Ciências da Terra.
- Couto H., Roger G., Moëlo Y. & Bril H., 1990. Ledistrict à antimoine - or Dúrico – Beirão (Portugal): évolution paragénetique et géochimique; implications métallogéniques. In: Mineralium Deposita 25 [suppl] S69 - S81.

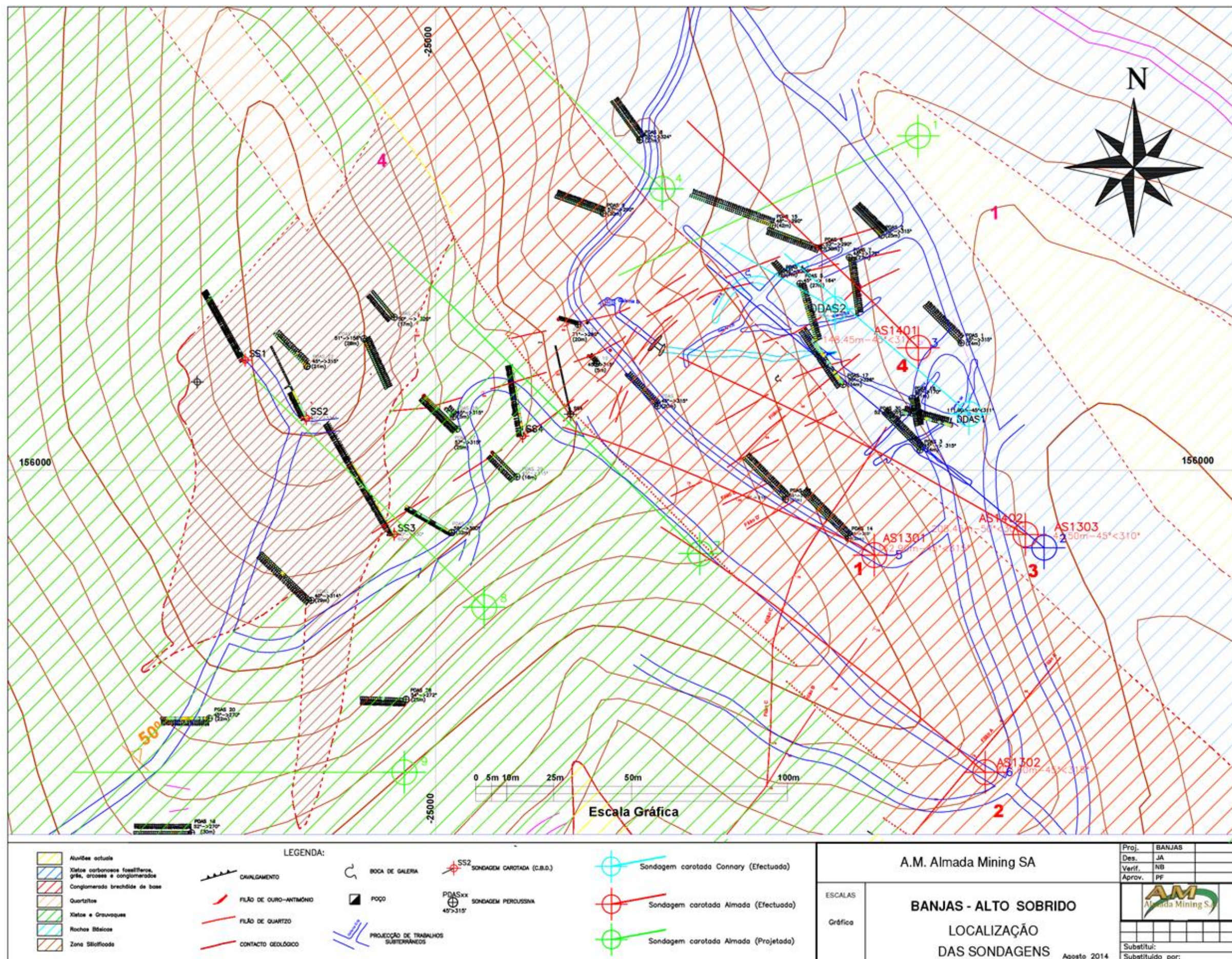
- Couto H., Roger G. & Fonteilles M., 1999. Présence de sills de roches ignées acides dans la mine Sb-Au de Ribeiro da Serra, district Dúrico-Beirão, Nord Portugal. Implications metallogéniques. In: C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes. 329, 713-719.
- Couto H., Roger G., Moelo Y., Sodrê Borges F., 2016. Sb and Au mineralizations in the Variscan Dúrico-Beirã Area (North Portugal): litho-stratigraphic and structural controls. 16th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2016, www.sgem.org, SGEM2016 Conference Proceedings, Vol. 1, pp. 525-532.
- Couto H. & Soeiro T., 2005. O ouro na região do Baixo-Douro (Portugal): da serra das Banjas à Serra das Flores – um património natural a preservar. In: Actas 3º Simpósio sobre Mineração e Metalurgia Históricas no Sudoeste Europeu SEDPGYM.
- Dedavid B. A., Gomes C. I. & Machado G., 2007. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. EDIPUCRS, Porto Alegre.
- Dias R. & Ribeiro A., 2013. O Varisco do sector Norte de Portugal. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds), Geologia de Portugal, vol. 1, Escolar Editora, 55-67.
- Dias R., Ribeiro A., Coke C., Rodrigues J., Pereira E., Rebelo J. & Moreina N., 2013. Evolução estrutural dos sectores setentrionais do autóctone da zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds), Geologia de Portugal, vol. 1, Escolar Editora, 69-144.
- Ferreira M. P. V., 1971. Livro-guia da excursão no 5 - Jazigos uraníferos portugueses. Jazigos de Au-Ag-sulfuretos do Norte de Portugal. Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos. Lisboa. (Congr. Hisp. Luso-Amer. Geol. Econ. - 1o Madrid; Lisboa pp 55-81.
- Ferreira M. P. & Andrade R.S., 1970. Relatório sobre a mina de antimónio e ouro de Alto do Sobrido. 48pp. Arquivo do serviço de Fomento Mineiro. Porto.
- Ferreira M. P. & Andrade R.S., 1971. Ocorrências de antimónio no Norte de Portugal. In: Congr. Hispano Luso-Americano de Geologia Económica (1⁵-Madrid; Lisboa - 1971). Secç. 4 - Investigação Mineira. T.1. p. 597-617.

- Götze J., Schertl H., Neuser R., Kempe U. & Hanchar J. M., 2012. Optical microscope-cathodoluminescence (OM-CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals. In: *Miner Petrol* (2013) 107:373-392.
- Jesus A. P., 1986. Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). Stratigraphie et controle tectonique de la genèse et de l'évolution. *Ann. Soc. géol. Nord., Lille*, 106: 209-217.
- Jesus A. P., 2003. Evolução sedimentar e tectónica da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior, NW de Portugal). In: *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*. Coruña. 2003. Vol. 28, pp. 107-125.
- Julivert M., Fontboté J. M., Ribeiro A. & Conde L. E. N., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica Y Baleares, Escala 1:1000 000. Memoria Explicativa, 113 pp. Instituto Geológico Y Minero de España. Madrid.
- Kempe U. & Götze J., 2002. Cathodoluminescence (CL) behaviour and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits. In: *Mineralogical Magazine* (2002), Vol. 66(1), pp. 151-172.
- Kosakévitch A. & Möelo Y., 1982. Le plomb dans les gisements d'antimoine du Maroc Central. *Chron. Rech. min., Paris*, 467: 5-33.
- Marfunin A. S., 1979. Spectroscopy, luminescence and radiation centres in minerals. Springer, Berlin.
- Matte P., 1968. La structure de la virgation hercynienne de la Galice (Espagne). *Géol. Alpine, Grenoble*, 44: 157-280.
- Medeiros A. C., 1964. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000. Noticia explicativa da folha 13-B (Castelo de Paiva). 58pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Nagatani T., Saito S., Sato M. & Yamada, M., 1987. Development of an ultra high resolution scanning electron microscope by means of a field emission source and in-lens system. *Scanning Microscopy*. v.11, 901-909.
- Noronha F., Ramos J. M. F., Rebelo J. A., Ribeiro A. & Ribeiro M. L., 1979. Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord - Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. geol. Portg., Lisboa*, 21, 2/3: 227-237.

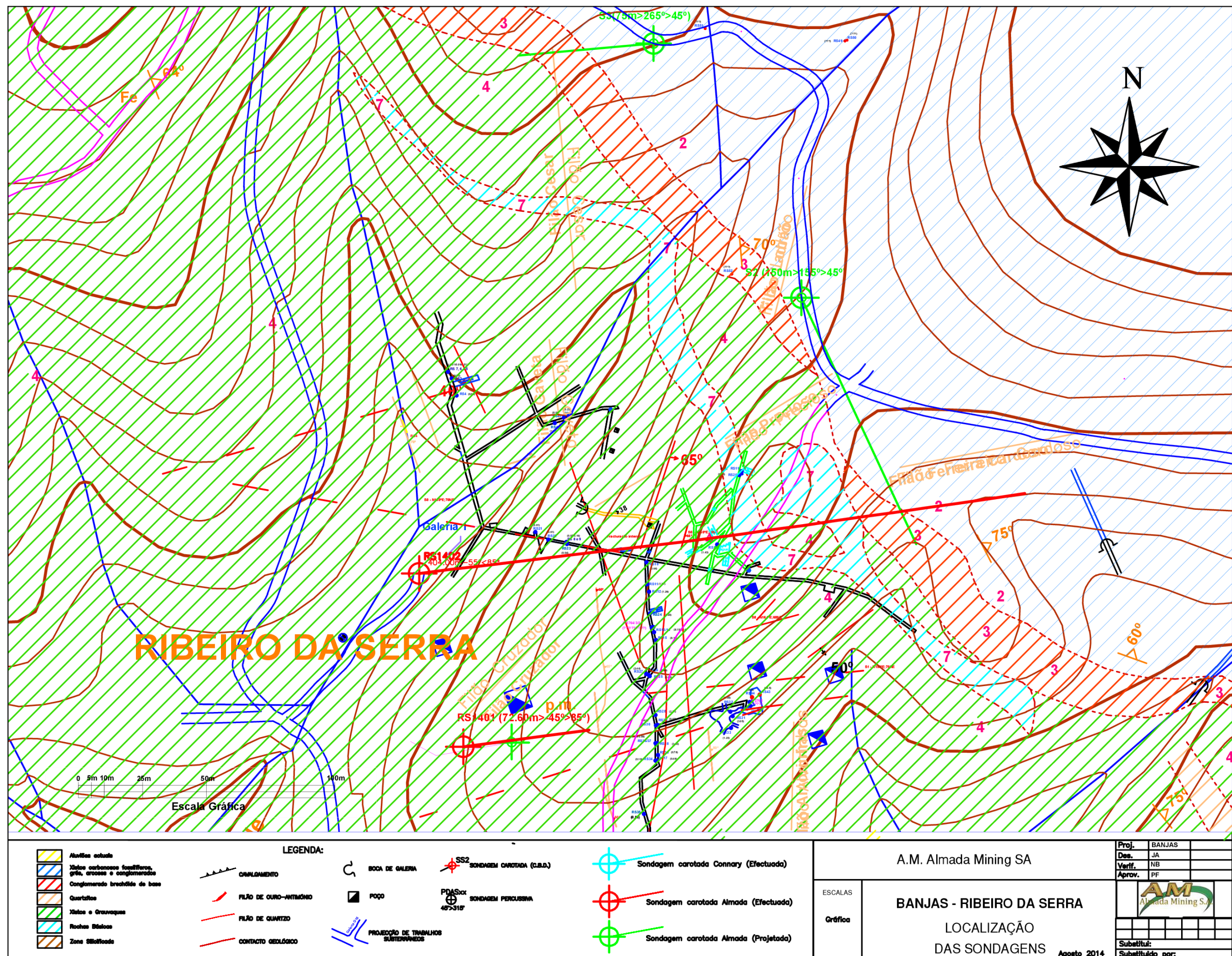
- Oen I. S., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Boi. geol. min.*, Madrid, 81, 2/3: 271-298.
- Ortega L., Oyarzun R., Gallego M., 1996. The Mari Rosa late Hercynian Sb-Au deposit, western Spain. *Geology and geo- chemistry of the mineralizing processes. Miner Deposita* 31:172-187.
- Picot P. & Johan Z., 1977. *Atlas des Minéraux Métalliques*. Bureau de recherches géologiques et minières. Paris.
- Rebello F., 1975. *Serras de Valongo: Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento. Faculdade de Letras, Coimbra.
- Ribeiro A., 1974. Contribution à l'étude de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. geol. Portg.*, Lisboa, N.S., 24, 177pp.
- Ribeiro A., 1979. Lecadrestural et géotectonique. In: A. RIBEIRO, et al - Introduction à la Géologie générale du Portugal, p. 8-19. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Ribeiro A., 2013. Evolução Geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 11-54.
- Ribeiro A., Munhá J., Dias R., Mateus A., Pereira E., Ribeiro L., Fonseca P., Araújo A., Oliveira T., Romão J., Chaminé H., Coke C. & Pedro J., 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. In: *Tectonics*, vol. 26, tc6009, doi:10.1029/2006tc002058, 2007, AGU Publications.
- Ribeiro A. & Sanderson D., 1996. SW-Iberia - Transpressional Orogeny in the Variscides. In: D.G. Gee and H.J. Zeyen (Eds). *EUROPROBE- Lithosphere dynamics. Origin and evolution of continents*. Published by Europrobe secretariate, Uppsala universuty, 138, 1996.
- Rogers A. F. & Kerr P. F., 1942. *Optical Mineralogy: Thin section mineralogy*. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York and London. 2ª Edição.
- Romão J., Metodiev D., Dias R. & Ribeiro A., 2013. Evolução Geodinâmica dos Sectores Meridionais da zona Centro-Ibérica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg (Eds), *Geologia de Portugal*, vol. 1, Escolar Editora, 199-251.

- Schermerhorn L. J. G., 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Catro-Daire-S. Pedro do Sul-Sátão region. *Comun. Serv. geol. Portg.*, Lisboa, 37: 1-617.
- Silva D., 2014. Estudo de controlos estratigráficos e estruturais de mineralizações auríferas do coto mineiro das Banjas, através da análise detalhada de testemunhos de sondagens. Dissertação para candidatura ao grau de Mestre, Mestrado em Geologia. Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- Sippel R. F. & Glover E. D., 1965. Structures in Carbonate Rocks Made Visible by Luminescence Petrography. *Science, New Series*, Vol.150, No.3701. pp. 1283-1287.
- Sousa M. J. L., 1978. O grau de incarbonização (rang) dos carvões durienses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. *Comun. Serv. geol. Portg.*, Lisboa, 63: 179-365.
- Vera J. A., 2004. *Geologia de Espana*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Wagner R. H. & Sousa M. J. L., 1983. The Carboniferous megafloras of Portugal - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: M. J. L. Sousa & J. T. Oliveira (Eds), *The Carboniferous of Portugal*. *Mem. Serv. geol. Portg.*, Lisboa, 29: 127-152.

ANEXOS



Anexo 1 – Mapa de localização das sondagens em Alto do Sobrido (Almada Mining, S.A.)



Anexo 2 – Mapa de localização das sondagens em Ribeiro da Serra (Almada Mining, S.A.)

ASI301																		Geólogos: Paulo Ferraz/Benedicto/Sataniel										Comprimento total : 162,90 m										INICIO : 20/02/2013 : FINAL : 03/04/2013									
XHG:-24861,25 : YHG: 155972,73																		Znc 145,37m										Diâmetro: HQ3										Dir/Incl. Inicial: 286,60º - 51,40 Dir/Incl. Final: 303,10º - 45,50									
(m)	Gráfico	Lit.	Est.	Fr	Flt.	cm	Cr	Sil	Car	Ox	Ag	Mineralogia	Análise	Química	De	A	L (m)	Au	Sb	Comentários																											
1		BB													0,00	3,90	3,90			0,00 - 0,20 - Zona superficial (aterro).																											
2		BB																		0,20 - 15,80 - Psamito grosseiro com clastos alongado mm em textura conglomerática (BB). 1,40 - leito conglomerático mais grosseiro com 1cm																											
3		BB													3,90	6,90	3,00			6,90 - Clastos de quartzo em um conglomerado grosseiro. Conglomerado heterogêneo com clastos de diferentes biotipias e origens, fraco arredondamento e granulidade muito variável.																											
4		BB																		8,30 - conglomerado com clastos muito grosseiro (>1cm) de quartzo.																											
5		BB																		10,80 - conglomerado muito grosseiro (>5cm) de quartzo branco.																											
6		BB													6,90	12,90	6,00			12,80 - Clastos de Quartzo (>10cm).																											
7		BB	55																	14,20 - Fratura aberta com Qtz hialino com FeO.																											
8		BB																																													
9		BB																																													
10		BB	70																																												
11		BB																																													
12		BB													12,90	15,75	2,85																														
13		BB																																													
14		BB	50																																												
15		BB													15,75	17,25	1,50			15,80 - 18,70 - Psamito quartístico homogêneo com fraturas abertas com preenchimento de Qtz hialino a crescer perpendicularmente a parede. Muitos FeO nas fraturas e nas cavidades dos filonetes de Qtz. Vênulas de Qtz branco, leitões, em fendas de tração sem foliação visível.																											
16		BB													17,25	18,90	1,65			16,85 - Zona de esmagamento (<1cm) com brechificação e cimento FeO.																											
17		XG																		17,30 - 17,80 - Zona de esmagamento com brechificação com matriz argilosa. (Faba).																											
18		XG													18,90	20,40	1,50			18,00 - 18,20 - Zona de esmagamento com argilificação. (Faba)																											
19		XG	42																	18,70 - 18,90 - Zona esmagada com movimentação. (Faba) Psamito grosseiro/cinzento, com intervalos finos de níveis mais pelíticos (Filho quartístico) com uma foliação bem marcada (Sb)																											
20		XG	75												20,40	21,70	1,30			18,90 - 19,45 - Contato psamito/pelito cimento escuro // eixo sondagem, em zona de clareira muito aberta, a partir dos 19,05.																											
21		XG													21,70	22,70	1,00			19,45 - 19,90 - Nível pelito cinzento escuro (filho cinzento) com psamito, com fendas de tração aos 19,85.																											
22		XG	33												22,70	24,00	1,30			19,90 - 20,60 - Alternações crinoidífricos entre níveis de psamito e níveis de pelito cinzento; com movimentação // planos de estratificação.20,10 - Fendas de tração nos níveis psamíticos, abertas com preenchimento de Qtz leitoso, branco, com FeO.																											
23		XG																		20,60 - 21,35 - Quartário homogêneo miúdo, com fendas de tração preenchida com Qtz leitões, branco; com box-work.																											
24		XG													24,00	26,40	2,40			21,35 - 22,25 - psamito cinzento com FeO nas fraturas. Fraturas preenchidas com Qtz hialino.																											
25		Flt																		22,25 - 22,75 - Quartário homogêneo miúdo, com fraturas preenchidas com FeO; com box-work. (Py).																											
26		Flt													26,40	27,40	1,00			22,75 - 24,45 - Psamito cinzento com leitões finos de pelito; óxidos rosados a preencher fraturas.																											
27		XG													27,40	28,25	0,85			24,45 - 26,40 - "Massa" de Quartzo leitoso branco, muito fraturado com FeO nas fraturas; Óxidos negros(OXMO); (carta estratificação,-); Contato // eixo tardo.																											
28		XG													28,25	30,30	2,05			26,40 - 27,40 - Psamito cinzento escuro com fraturas preenchidas com FeO.																											
29		XG	28																	27,40 - 27,50 - Zona de Qtz leitoso/brechificado com mineralização (estibina).																											
30		XG													30,30	32,30	2,00			27,50 - 28,80 - Psamito homogêneo claro com filonetes de Qtz leitoso, fraturado com preenchimento de FeO.																											
31		XG																		28,80 - 29,40 - Psamito mais homogêneo, claro.																											
32		Fl													32,30	33,90	1,60			29,40 - 32,10 - Psamito, com massa de Qtz aos 31,90, fraturado com FeO.																											
33		Fl													33,90	35,00	1,10			32,10 - 32,40 - Psamito homogêneo, cinzento claro.																											
34		Fl																		32,40 - 35,10 - Psamito finamente bandado com leitões (mm) de xisto negro, zonas brechificadas com clastos. Cinzento e silício (Faba). Zonas muito oxidadas aos 34,70m e 34,95m.																											
35		Fl													35,00	35,90	0,90			35,10 - 39,80 - Psamito fino cinzento claro com passagem a pelito negro; zonas de alteração; FeO nas fraturas abertas aos 38,45m, 37,15m e aos 38,10m. (Sulfretos aos 38,10m).																											
36		XG													35,90	37,90	2,00			39,80 - 41,40 - Psamito cinzento com leitões (mm) de Qtz com argilificação; Zona com sulfretos.																											
37		XG													37,90	38,65	0,75			41,40 - 42,20 - Psamito cinzento (quartzo) com laminação fina; oxidação em pontilações.																											
38		XG													38,65	39,90	1,25			42,20 - 42,85 - Psamito fraturado com intensa argila branca + FeO a preencher fraturas.																											
39		XG													39,90	41,90	2,00			42,85 - 43,20 - Psamito cinzento, homogêneo.																											
40		XG																		43,20 - 43,45 - Zona de esmagamento no psamito (Faba) com argilificação.																											
41		XG													41,90	42,90	1,00			43,45 - 44,10 - Psamito cinzento, homogêneo.																											
42		XG													42,90	43,90	1,00			44,10 - 45,15 - Psamito cinzento com cor avermelhada de FeO, fraturas abertas preenchidas com FeO.																											
43		XG													43,90	45,15	1,25			45,15 - 45,40 - psamito cinzento com cor avermelhada de FeO, fraturas abertas preenchidas com FeO.																											
44		XG																		45,40 - 46,60 - Psamito cinzento c/ veios de Qtz (mm), argilificados, c/ brechificação com FeO, e cristais de Qtz hialino com 1 cm.																											
45		XG													45,15	45,90	0,75			46,60 - 50,85 - Psamito cinzento com alternâncias para psamo-pelito cinzento escuro com filonetes de Qtz (mm).																											
46		XG													45,90	46,90	1,00			50,85 - 52,00 - Psamito cinzento com brechificação e esmagamento; FeO, fraturas com veios de Qtz(Faba).																											
47		XG													46,90	47,90	1,00			52,00 - 52,35 - Psamito cinzento.																											
48		XG													47,90	49,40	1,50			52,35 - 54,95 - Psamito cinzento com fraturação e esmagamento. Zona com movimentação; filonetes de Qtz com oxidação e argilificação.																											
49		XG													49,40	50,90	1,50			54,95 - 58,15 - Psamito cinzento, fraturado e esmagado com zona de oxidação em Qtz (mm).																											
50		XG													50,90	51,90	1,00			58,15 - 58,60 - Psamito com sulfretos disseminados e nas fraturas, FeO nas fraturas.																											
51		XG													51,90	53,55	0,65			58,60 - 58,85 - Zona fraturada com argilificação (Faba).																											
52		Fl													52,55	53,65	1,10			58,85 - 59,35 - Psamito com níveis de filito negro com ligeira oxidação nas fraturas. Filonetes (cmm) de Qtz a preencher fraturas.																											
53		Fl													53,65	54,80	1,15			59,35 - 60,50 - Psamito com fraturação e esmagamento, ligeira oxidação nas fraturas.(Faba)																											
54		Fl													54,80	55,90	1,10			60,50 - 61,70 - Psamito cinzento com intervalações de filito negro, e com zonas de esmagamento, aos 61,00 com litcan e aos 61,35 com 35cm.																											
55		XG													55,90	56,85	0,95			61,70 - 63,90 - Psamito cinzento, grossoiro com intervalações de pelitos negros, zona de esmagamento (1cm) aos 62,60, com Py.																											
56		XG													56,85	57,90	1,05			63,90 - 65,25 - Psamito cinzento muito fraturado veios de Qtz (mm) irregular; sulfretos (Py) disseminado. Ligeira alteração para argila branca.																											
57		XG													57,90	59,30	1,40																														
58		XG													59,30	59,90	0,60																														
59		XG													59,90	60,90	1,00																														
60		Fl	47																																												
61		XG																																													
62		XG																																													
63		XG	50																																												
64		XG																																													
65		XG																																													
66		XG																																													

[illegible]

137	XG									137,10	138,90	1,80		138,60 - 144,10 - Psamito cinza claro com pequenas vénulas de Qtz com sulfuretos dispersos na matriz e nas fraturas.
138	XG									138,90	140,70	1,80		
139	ZM							Py						
140	ZM	18						Py		140,70	142,30	1,60		
141	ZM							Py						
142	ZM							Py		142,30	144,30	2,00		
143	ZM	25						Py						
144	ZM							Py		144,30	145,80	1,50		144,10 - 144,20 - Psamito cinza claro, zona amarelada (epídoto).
145	XG							Py		145,80	147,30	1,50		144,20 - 145,45 - Psamito cinza claro com filonetos de Qtz leitoso (1cm); zonas amareladas (epídoto) no psamito;
146	XG													145,45 - 148,55 - Psamito cinza com filonetos de Qtz (mm).
147	XG									147,30	149,00	1,70		
148	XG													148,55 - 148,90 - Psamito cinza claro com alteração, tom amarelado (epídoto) de psamito muito claro com véo central de material mais escuro; alteração hidrotermal; fraturas com sulfuretos.
149	XG									149,00	150,60	1,60		
150	XG									150,60	151,80	1,20		148,90 - 152,20 - Psamito cinza claro com alterações para psamito-pelito escuros com véos de Qtz brancos/mm.
151	XG	33								151,90	153,90	2,00		
152	XG													152,20 - 152,55 - Psamito cinza com véos de Qtz leitoso.
153	XG									153,90	155,90	2,00		152,55 - 152,90 - Psamito cinza claro com zona de esmagamento (falha); sulfuretos (Py) nas fraturas.
154	XG													152,90 - 157,60 - Psamito cinza claro, com intercalação fina de PCE com py disseminadas nas fraturas.
155	XG	33								155,90	157,90	2,00		
156	XG													
157	XG									157,90	159,90	2,00		157,60 - 158,50 - Psamito cinza claro com filonetos de Qtz (cm) argilificados.
158	XG													158,50 - 162,90 - Psamito cinzento claro com filonetos Qtz (cm)
159	XG													
160	XG									159,90	161,90	2,00		
161	XG									161,90	162,90	1,00		
162	XG	30												
163	XG													162,90 - EOH

LEGENDA:

At

Atorro

XG

Xisto Grauvaque

ZC

Zona de Cisalhamento

Fil

Filão

ZM

Zona Mineralizada

BB

Brecha de Base

F

Falha

XC

Xistos Carbonosos

DESVIOS:

Prof. (m)	Inclinação (°)	Direcção (°)
0	-45,50	303,10
9	-45,50	303,30
18	-45,90	293,50
27	-46,00	293,50
36	-46,10	293,20
45	-46,20	293,00
54	-46,40	292,90
63	-46,80	292,80
72	-46,90	292,70
81	-47,30	292,90
90	-47,60	292,60
99	-48,20	292,20
108	-48,50	292,20
117	-49,10	291,30
126	-49,50	290,90
135	-49,90	289,90
144	-50,50	288,90
153	-50,90	287,70
162	-51,40	286,60

AS1302																Geólogo: Paulo Ferraz/Benedito/Nataniel																Comprimento total : 203,60 m																INICIO : 04/04/2013 : FINAL : 04/05/2013															
NHG: 24825,7 : YHG: 155903,0 : Zm: 143,30m																Diâmetro: HQ3																Dir/incl. Inicial: 315;-45 Dir/incl. Final: 302,35;-54,10																															
(m)	Gráfico	Lit.	Est.	Fr	Fil.	Alteração					Mineralogia	Análise Química	Amostragem			Au ppm	Sb ppm	Comentários																																													
						cm	Clr	Sil	Cur	Ox			Arg	Sulfuretos	De				A	L (m)																																											
1		BB																0,00 - 11,45 - conglomerado grosseiro com clastos bem arredondados, calcite muito heterogeneo.																																													
2		BB																																																													
3		BB																																																													
4		BB	90																																																												
5		BB																																																													
6		BB																																																													
7		BB																																																													
8		BB																																																													
9		BB																																																													
10		BB	80																																																												
11		BB																11,45 - 16,30 - Psantios homogêneos, fraturas com esmagamentos nas fraturas. Oxidação a preencher as fraturas.																																													
12		XG																																																													
13		XG																																																													
14		XG																																																													
15		XG																																																													
16		XG																16,30 - 16,45 - Nível quartzítico fino homogêneo, com intensa fraturação.																																													
17		XG	60															16,45 - 17,80 - Psantio grosseiro, cinzento, fraturado com FeO.																																													
18		XG											18,15	19,05	0,90			17,80 - 18,55 - Nível de Quartzito fino homogêneo, com fraturas e FeO.																																													
19		XG																18,55 - 21,05 - Psantio cinzento, muito foliado com FeO nas fraturas; zonas com grandes modificações na atitude da foliação.																																													
20		XG											20,00	20,90	0,90																																																
21		XG	60															21,05 - 21,50 - Psantio mais homogêneo cinzento claro; muito fraturado com FeO nas fraturas.																																													
22		XG																21,50 - 22,80 - Psantio cinzento escuro com FeO nas fraturas.																																													
23		XG											23,45	25,20	1,75			22,80 - 24,10 - Psantio cinzento claro, homogêneo com FeO																																													
24		XG																24,10 - 26,90 - Psantio claro, homogêneo, com filonietas de Qtz irregulares (centr/ eixo)																																													
25		XG											25,20	26,20	1,00																																																
26		XG											26,20	26,95	0,75																																																
27		XG											26,95	28,45	1,50			26,90 - 37,50 - Psantios claros homogêneos com pequenas alternâncias de pelitos negros; com FeO, pouco expressivos, nas fraturas.																																													
28		XG											28,45	29,35	0,90																																																
29		XG	80																																																												
30		XG	90																																																												
31		XG																																																													
32		XG																																																													
33		XG											33,40	35,45	2,05																																																
34		XG	75																																																												
35		XG											35,45	36,55	1,10																																																
36		XG											36,55	37,55	1,00			37,50 - 42,65 - Nível pelítico ou psamo-pelítico negros, descontinuos, alternados com alternâncias de níveis psamíticos claros, homogêneos, mais abundantes; raras pontuações com FeO.																																													
37		XG																																																													
38		XG																																																													
39		XG																																																													
40		XG																																																													
41		XG	63																																																												
42		XG																42,65 - 45,65 - Psantios cinzento claro com fraturas preenchidas com argila branca.																																													
43		XG																																																													
44		XG											44,85	45,80	0,95																																																
45		XG											45,80	47,30	1,50			45,65 - 51,35 - Psantios claros com alternâncias de psantios e psamo-pelitos negros.																																													
46		XG	55																																																												
47		XG											47,30	49,30	2,00																																																
48		XG																																																													
49		XG	65										49,30	51,30	2,00																																																
50		XG																																																													
51		XG											51,30	52,30	1,00			51,35 - 52,50 - Psantios claros muito fraturados com argila branca nos veios (centr) de quartzo leitoso.																																													
52		XG											52,30	53,60	1,30			52,50 - 54,70 - Psantio claro com veios de Qtz com mineralização Py e Eschibina; veios de carbonatos.																																													
53		XG											53,60	55,10	1,50																																																
54		Fil											Py,Sb					54,70 - 57,50 - Psantio cinza claro com veios de Qtz de exsudação.																																													
55		Fil	60										55,10	56,60	1,50																																																
56		XG											56,60	58,10	1,50																																																
57		XG																57,50 - 57,75 - Psantio fraturado com esmagamento.																																													
58		XG											58,10	59,10	1,00			57,75 - 58,25 - Psantio cinza claro, homogêneo.																																													
59		XG											59,10	60,25	1,15			58,25 - 59,55 - Psantios cinzentos com níveis de psamo-pelitos.																																													
60		XG											60,25	61,10	0,85			59,55 - 60,25 - Psantio cinzento claro.																																													
61		XG	58										61,10	63,10	2,00			60,25 - 60,65 - Zona de fraturas com esmagamento e fraturação com sulfuretos (Py), (Falta)																																													
62		XG																60,65 - 61,90 - Psantio brancos com intensa fraturação esmagamento; sulfuretos disseminados finos.																																													
63		XG											63,10	65,10	2,00			61,90 - 63,45 - Psantios cinzentos escuros alternando com psantios cinzento claros, com sulfuretos (Py) disseminada.																																													
64		XG																63,45 - 65,60 - Psantios cinzentos claros, grosseiro.																																													
65		XG											65,10	67,10	2,00			65,60 - 66,95 - Psantio grosseiro com leitos finos de psamo pelito fino, várias zonas de esmagamento.																																													
66		XG	30															66,95 - 67,95 - Psantios cinzentos grosseiros com filonietas de Qtz leitoso (centr).																																													

67		XG																67,10	68,55	1,45					67,95 - 68,30 - Zona de esmagamento com fraturação e raros sulfuretos. (falha).
68		XG																							68,30 - 70,90 - Psamito cinzento claro com alternâncias com psamo pelitos finos.
69		XG	20																						70,90 - 71,05 - Zona de esmagamento com sulfuretos(falha).
70		XG																							71,05 - 75,20 - psamito cinzento claros grosseiros, alternando com psamo - pelitos cinzentos escuros, finos.
71		XG	0																						
72		XG																							
73		XG																							
74		XG																							75,20 - 75,40 - Zona com fraturas preenchidas com sulfuretos (Py) e Qtz branco (<mm).
75		XG																							75,40 - 80,75 - Psamitos cinzentos homogêneos com raros leitos de Qtz leitoso (<mm).
76		ZM																							
77		ZM																							
78		ZM																							
79		ZM																							
80		ZM																							
81		ZM																							
82		ZM	40																						
83		ZM																							
84		ZM																							
85		ZM																							85,20 - 87,65 - Psamitos cinzentos grosseiros, com alternâncias para psamo -pelitos finos (mm), veios de Qtz com óxidos; Sulfuretos (py) disseminados.
86		ZM																							
87		ZM																							
88		Fl																							87,65 - 87,95 - Filonitos de Qtz com psamito brechaficado com Qtz biúlio; oxidação e esmagamento. (falha)
89		ZM																							87,95 - 93,75 - Psamito cinzento claro com alternâncias finos de psamo - pelitos escuros; fratura com argila branca aos 84,45 e zona muito fraturada com FeO.(92,30 - 92,45).
90		ZM	90																						
91		ZM																							
92		ZM																							
93		ZM																							
94		Fl																							93,75 - 94,40 - Filão de Qtz leitoso com psamito brechaficado. Zona oxidada; Filão com grandes cavidades.
95		ZM	75																						94,40 - 95,45 - Psamito cinzento escuro com intercalação finos de psamo-pelito.
96		ZM																							95,45 - 96,20 - Psamito cinzento claro com filonitos Qtz leitoso (cm // eixo) com Py.
97		XG																							96,20 - 99,50 - psamitos cinzento claros grosseiros alterado com psamitos cinzento escuros mais pelíticos com veios de Qtz leitoso nas fondas de tração de níveis mais psamíticos, fraturas com argila e epidotos.
98		XG																							
99		XG																							99,50 - 100,30 - Filonete de Qtz leitoso, cavernoso (<cm perpendicular ao eixo) com sulfuretos e estibina, zona esmagada com brechaficação.
100		Fl																							100,30 - 113,45 - Psamito cinza (claro), ligeiramente esverdeado (epidoto?), homogêneo; algumas fraturas com argila branca, algumas zonas esmagadas (falha).
101		XG																							
102		XG																							
103		XG																							
104		XG																							
105		XG																							
106		XG																							
107		XG																							
108		XG																							
109		XG																							
110		XG																							
111		XG																							
112		XG																							
113		XG																							113,45 - 114,35 - Idem, com veínulas de Qtz leitoso (< cm) microdobrada.
114		XG																							114,35 - 117,95 - Idem.
115		XG																							
116		XG																							
117		XG																							117,95 - 118,35 - Psamito cinza homogêneo com zona de falha paralela ao larido(2cm) com sulfuretos (Py).
118		XG																							118,35 - 119,60 - Psamito cinza homogêneo com zonas de psamito cinza claro.
119		XG																							119,60 - 120,10 - Zona psamito cinza homogêneo com ton esverdeado claro, com Qtz leitoso (<cm) com sulfuretos (Py).
120		ZM																							120,10 - 121,25 - Psamito cinza homogêneo com ton esverdeado claro.
121		ZM																							121,25 - 123,10 - Psamito cinza homogêneo com fraturas // ao eixo com argila branca e pontuações de sulfuretos.
122		ZM																							123,10 - 127,60 - Psamito cinzento homogêneo com algumas leitos de Qtz dobrados
123		ZM																							
124		ZM																							
125		ZM																							
126		ZM																							
127		ZM																							127,60 - 128,45 - Psamito cinzento com sulfuretos finos nas fraturas.
128		ZM																							128,45 - 130,50 - Psamito cinzento homogêneo.
129		ZM																							
130		ZM	73																						130,50 - 132,05 - Psamito cinzento com fraturas // ao eixo com sulfuretos e argila branca.
131		ZM																							
132		ZM																							132,05 - 134,00 - Psamito cinzento homogêneo com sulfuretos disseminados, finos, nas fraturas.
133		ZM																							
134		ZM																							134,00 - 137,80 - Psamito cinzento com veínulas de Qtz leitoso, irregular (mm), com sulfuretos disseminados.
135		ZM																							
136		ZM																							

137		ZM	Sb	137,95	139,25	1,30	137,80 - 139,15 - Filão de Qtz leitoso com cavidades preenchidas com cristais hialinos. Estibina nos espaços vazios e FeO.
138		Fil	Sb				
139		ZM	Sb	139,25	141,00	1,75	139,15 - 142,60 - Psamito clazento, homogêneo com filonectes (cm) de Qtz leitoso com estibina com habilito acicular.
140		ZM					
141		ZM		141,00	142,65	1,65	
142		ZM	Sb	142,65	144,65	2,00	142,60 - 142,80 - Filão de Qtz com cavidades com estibina com habilito acicular.
143		Fil	P _y , Sb				142,80 - 143,25 - Psamito clazento com fraturas com Qtz com estibina em habilito acicular.
144		Fil	P _y , Sb	144,65	146,65	2,00	143,25 - 143,90 - Filão de Qtz leitoso branco, com fraturas com Qtz hialino; com rara estibina; fraturas com FeO.
145		ZM	P _y , Sb				143,90 - 144,95 - Psamito com filonectes de e zonas fraturadas com Qtz leitoso com rara estibina e sulfuretos (P _y); com carbonatos.
146		ZM	P _y	146,65	147,95	1,30	144,95 - 146,90 - Psamito clazento homogêneo com raros filonectes de Qtz leitoso branco; com carbonatos.
147		ZM	P _y	147,95	149,20	1,25	146,90 - 148,60 - Psamito clazento com véios de Qtz branco com carbonatos e sulfuretos(P _y).
148		ZM					148,60 - 148,65 - Filonectes de Qtz em psamito com filonectes de Qtz com sulfuretos.
149		ZM	P _y	149,20	150,70	1,50	148,65 - 149,75 - Psamito clazento com filonectes de Qtz com sulfuretos; com carbonatos.
150		ZM	P _y	150,70	152,70	2,00	149,75 - 150,45 - Psamito clazento com raros véios de sulfuretos dispersos; com carbonatos.
151		XG					150,45 - 150,65 - Psamito clazento com véios preenchidos com sulfuretos (P _y) e carbonatos.
152		XG		152,70	154,20	1,50	150,65 - 152,45 - Psamito clazento com raros sulfuretos em véios finos e dispersos. Véios com carbonatos.
153		XG					152,45 - 155,25 - Psamito clazento claro homogêneo com umas pontuações de sulfuretos em fraturas.
154		XG		154,20	156,10	1,90	155,25 - 155,50 - Psamito clazento com véios de sulfuretos em fraturas com Qtz leitoso.
155		XG	P _y				155,50 - 163,00 - Psamito clazento claro homogêneo grosseiro com passagens a psamito clazento; com raras pontuações e vénulas de sulfuretos (P _y).
156		XG		156,10	157,40	1,30	
157		XG		157,40	158,70	1,30	
158		XG		158,70	160,65	1,95	
159		XG					
160		XG		160,65	162,50	1,85	
161		XG					
162		XG		162,50	164,45	1,95	
163		XG	P _y				163,00 - 163,05 - Psamito clazento com filonectes Qtz com sulfuretos.
164		XG	P _y				163,05 - 163,60 - Psamito clazento claro, grosseiro com urvets finos de psamito clazento.
165		XG	P _y				163,60 - 163,75 - Psamito com véios de Qtz leitoso branco (cm) com cavidades e preenchimento de Qtz hialino.
166		XG	P _y				163,75 - 170,55 - Psamitos clazentos claro com intercalações de pequenos leitos de psamito clazentos a psamo-pellico. Algumas vénulas de Qtz branco com sulfuretos.
167		XG	P _y				
168		XG	P _y	168,75	170,35	1,60	
169		XG	P _y				
170		ZM	Sb	170,35	171,95	1,60	170,55 - 171,50 - Filão de Qtz com vénulas na passagem para psamito; Qtz leitoso muito fraturado com carbonatos; com pouca estibina.
171		Fil	Sb	171,95	173,65	1,70	
172		Fil					171,50 - 174,05 - Psamito clazento claro com intercalações. Raros sulfuretos em fraturas.
173		ZM		173,65	174,95	1,30	
174		ZM		174,95	176,20	1,25	174,05 - 174,55 - Zona fraturada no psamito com brechificação; clazento fino esverdeado e elementos rosados. Falha com sulfuretos finos dispersos.
175		XG					
176		Fil	P _y , Aspy	176,20	177,85	1,65	174,55 - 176,20 - Psamito clazento com véios de Qtz leitoso branco (ccm irregulares) muito fraturado.
177		ZM	P _y , Aspy	177,85	179,80	1,95	176,20 - 176,40 - Filão de Qtz leitoso muito fraturado sem sulfuretos visíveis.
178		ZM					176,40 - 178,10 - Psamito clazento hidrotermalizada com cor amarelada/esverdeada, com silicificação; sulfuretos (Aspy) em pequenos leitos (cmm).
179		ZM		179,80	181,80	2,00	
180		ZM	P _y , Aspy				178,10 - 180,20 - Psamito homogêneo clazento com raros carbonatos.
181		Fil	P _y	181,80	183,80	2,00	180,20 - 180,90 - Psamito clazento com vénulas de carbonatos e sulfuretos dispersos.
182		Fil	P _y				180,90 - 181,70 - Filão de Qtz leitoso em zona brechificada, com sulfuretos (P _y) e carbonatos.
183		ZM	P _y	183,80	185,80	2,00	181,70 - 182,60 - Psamito clazento com zonas ligeiramente hidrotermalizadas; Com sulfuretos e carbonatos.
184		ZM	P _y				182,60 - 185,85 - Psamito clazento com vénulas de Qtz leitoso e raros carbonatos com sulfuretos finos em vénulas (cmm).
185		ZM	P _y	185,80	187,80	2,00	185,85 - 186,10 - Psamito clazento com véios de Qtz branco leitoso com cavidades com sulfuretos (P _y

LEGENDA:

At	Aterro
XG	Xisto Grauvaque
ZC	Zona de Cisalhamento
FI	Filão
ZM	Zona Mineralizada
BB	Brecha de Base
F	Falha
XC	Xistos Carbonosos

DESVIOS:

Prof. (m)	Inclinação (°)	Direcção (°)
0	-45,00	315,00
5	-45,80	308,65
14	-46,00	310,45
23	-46,10	310,45
32	-46,70	310,15
41	-47,10	309,45
50	-47,50	309,05
59	-48,00	308,75
68	-48,40	308,35
77	-48,80	307,95
86	-49,00	307,35
95	-49,50	307,15
104	-49,80	307,05
113	-50,00	307,05
122	-50,50	306,75
131	-51,00	306,45
140	-51,40	306,15
149	-51,80	305,95
158	-52,20	305,55
167	-52,60	305,05
176	-52,90	304,45
185	-53,20	303,85
194	-53,70	303,25
203	-54,10	302,35

[illegible]

[illegible]

[illegible]

DESVIOS:

Al	Alterro
XG	Xisto Grauvaque
ZC	Zona de Cisalhamento
Fl	Filão
ZM	Zona Mineralizada
BB	Brecha de Base
F	Falha
XC	Xistos Carbonosos

Prof. (m)	Inclinação (°)	Direção (°)
0	-45,00	315,00
27	-45,50	315,32
47	-46,40	314,42
67	-46,10	314,42
87	-45,40	314,02
107	-45,30	314,52
127	-45,20	314,22
147	-44,80	314,12